



Impacts morphologiques des aménagements hydroélectriques à l'échelle du bassin versant

Hernan Alcayaga

► To cite this version:

Hernan Alcayaga. Impacts morphologiques des aménagements hydroélectriques à l'échelle du bassin versant. Sciences de la Terre. Université de Grenoble, 2013. Français. NNT : 2013GRENU019 . tel-00934493

HAL Id: tel-00934493

<https://theses.hal.science/tel-00934493>

Submitted on 22 Jan 2014

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

Spécialité : **Sciences de la Terre, de l'Univers et de l'Environnement : Hydrologie**

Arrêté ministériel : 7 août 2006

Présentée par

Hernán ALCAYAGA

Thèse dirigée par **Philippe BELLEUDY**

préparée au sein du **Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement (LTHE)**

dans l'**École Doctorale Terre – Univers – Environnement**

Impacts morphologiques des aménagements hydroélectriques à l'échelle du bassin versant.

Thèse soutenue publiquement le **26 septembre 2013**,
devant le jury composé de :

M. Jean-Luc PEIRY

Professeur, Université Blaise Pascal, Clermont II, Rapporteur

M. Laurent SCHMITT,

Professeur, Université de Strasbourg, Rapporteur

M Benoît CAMENEN

Chargé de Recherche, IRSTEA – Lyon, Examinateur.

M. Jean-René MALAVOI

Ingénieur expert, Électricité De France EDF, Examinateur.

Mme. Anne-Catherine FAVRE

Professeur, Grenoble-INP, Présidente.

M. Stéphane RODRIGUES

Maître de conférence, Université de Tours, Examinateur.

M. Philippe BELLEUDY

Professeur, Université Joseph Fourier, Grenoble I, Directeur de Thèse



Remerciements

Tout d'abord, je tiens à remercier par avance, toutes les personnes qui ont collaboré, directement ou indirectement, à l'élaboration de cette thèse, car je risque d'en oublier...

En premier lieu, je remercie les Directeurs de l'École Doctorale Terre, Univers et Environnement, M. Jean Braun et M. Guy Delrieu, pour m'avoir accepté en tant que Doctorant au sein de cette école.

Je tiens à remercier M. Thierry Lebel, Directeur du Laboratoire de Transferts (LTHE) pour son chaleureux accueil au sein du LTHE et à toute l'équipe RIVER au sein de laquelle j'ai développé cette thèse.

Mes plus grands remerciements s'adressent bien évidemment à mon Directeur de Thèse, M. Philippe Belleudy, pour la confiance qu'il m'a accordée en acceptant d'encadrer ce travail doctoral, pour ses multiples conseils et pour toutes les heures qu'il a consacrées à diriger cette recherche. J'aimerais également lui dire à quel point j'ai apprécié sa grande disponibilité et son respect sans faille des délais serrés de relecture des documents que je lui ai adressés. Enfin, j'ai été extrêmement sensible à ses qualités humaines d'écoute et de compréhension tout au long de ce travail doctoral.

Mes remerciements vont aussi à tous les membres du Comité de thèse pour leurs précieux conseils, apports, et soutien tout au long de ce travail.

J'adresse mes remerciements également à M. Benoît Camenen, M. Jean-René Malavoi, et M. Stéphane Rodrigues d'avoir accepté d'être membres du Jury, et particulièrement à M. Jean-Luc Peiry et M. Laurent Schmitt d'avoir accepté d'être aussi rapporteurs de ce travail et Mme. Anne-Catherine Favre présidente du jury.

Je remercie la Comisión Nacional de Ciencia y Tecnología du Chili (CONICYT) et à l'ambassade de France au Chili, de m'avoir accordé un financement pour ces 3 ans d'études et de recherche.

Puis, je tiens à remercier profondément Oscar Link pour ses encouragements pour faire cette thèse ainsi que pour le temps qu'il a toujours pu me consacrer durant toutes ces périodes de réflexion.

Enfin, je remercie sincèrement toute ma famille, mes amis, mes collègues de France et du Chili, pour leur soutien moral et leurs encouragements durant cette expérience très riche et intéressante, sans oublier d'adresser une profonde reconnaissance à mon épouse Virginie pour m'avoir toujours soutenu pendant ces trois années de travail.

Résumé

Ce travail s'intéresse aux altérations des systèmes fluviaux et à leur modélisation à une échelle de temps intermédiaire, de l'ordre de quelques décennies, et à l'échelle spatiale de bassins versants étendus et complexes.

Une revue de la littérature montre que cette question reste principale chez les géomorphologues. Elle permet de dégager les constantes des différents modèles conceptuels qui ont été développés et en particulier i) la dépendance aux conditions hydrologiques et aux conditions d'alimentation solide, ii) la réaction du système pour s'adapter en cas d'altération de ces conditions, et iii) la propagation de ces perturbations avec une atténuation progressive vers l'aval du bassin versant.

Nous avons choisi d'étudier plus particulièrement les perturbations introduites par les aménagements hydroélectriques à l'échelle du bassin versant en développant un modèle conceptuel, basé sur une description volontairement limitée des altérations hydrologiques et d'alimentation solide, et sur la connaissance experte pour la prédiction de l'évolution de la morphologie des rivières alluviales.

L'objectif est la détermination des trajectoires d'évolution de variables représentatives de la morphologie de la rivière qui les font évoluer d'un état d'équilibre dynamique à un autre. Nous avons testé ce modèle sur une représentation du bassin versant de l'Isère à l'amont de Grenoble (5818 km²) en intégrant une description du schéma complexe d'aménagements hydroélectriques construits dans la deuxième moitié du XX^{ème} siècle.

La modélisation donne des résultats cohérents avec les observations du système mais qui sont limités par les hypothèses fortes d'un équilibre initial du système fluvial et de l'unicité de l'origine des perturbations.

En dernière partie, nous avons ébauché le développement d'un modèle numérique simplifié destiné à prendre en compte la période de transition entre les états d'équilibre dynamique. Ce modèle permet d'évaluer la durée de la période transitoire d'un tronçon de rivière et de valider l'utilisation du concept de débit morphogène qui est fait dans le modèle conceptuel des équilibres dynamiques. Ce modèle permet de simuler la superposition d'altérations mais, dans l'état actuel, il ne permet pas de modéliser la cinétique de la propagation des altérations amont vers l'aval du bassin versant.

Mots-clés : morphologie fluviale, bassin versant, régime hydrologique, apports sédimentaires, aménagements hydroélectriques, trajectoires de ajustements, cinétique de évolution du lit.

Abstract

This work focuses on the geomorphological dynamics of a river system and the modelling of these changes over a medium time scale (the order of a few decades) and a large watershed spatial scale (the order of 5000 km²).

A literature review shows that this subject is one of the main issues in fluvial geomorphology today. It reveals the constants of different conceptual models that have been developed and in particular i) the dependence of geomorphological dynamics on hydrological flow regime and sediment supply conditions, ii) the ability of the system to adapt, in case of alteration in hydrological flow regime and sediment supply, and iii) the spread of these disturbances with the gradual attenuation of the effect of alteration downstream.

In particular, we chose to study the effect of disturbances introduced by hydroelectric structures on the river morphology at the watershed scale by developing a conceptual river morphology model. The model outline was based on a, deliberately limited, description of hydrological regime and sediment supply alterations, and on expert knowledge to predict the morphological evolution in alluvial rivers.

The objective of this work was to determine the direction of evolution trajectories of the river morphology, through representative variables that evolve from one dynamic equilibrium state to another. We tested the model on a representation of the Isère watershed, upstream of Grenoble, France (5818 km²), incorporating a description of the complex pattern of hydropower structures, built during the second half of the XXth century.

The modelled changes in river morphology give results that are consistent with the observations. However, the model is limited by two strong assumptions: i) the initial equilibrium of the system and ii) the synchronisation of the disturbances.

In the final section, we described the development of a simplified numerical model which aims to take into account the transient period between the dynamic equilibrium states. This model is used to evaluate the duration of the relaxation period for a river reach and validate the use of the channel-forming discharge concept that was used in the conceptual model. The model simulates the overlay of the disturbances, but in the current state it is not capable of modelling the kinetic propagation of the disturbances downstream into the watershed.

Key-words : fluvial morphology, watershed, hydrological flow regime, sediment supply, hydropower structures, trajectories of adjustment.

Table des matières

TABLE DES ABRÉVIATIONS ET NOTATIONS	I
TABLE DE FIGURES ET TABLEAUX.....	IV
CHAPITRE 1 : INTRODUCTION GÉNÉRALE.....	1
1.1 ANTÉCÉDENTS ET CONTEXTE.....	2
1.2 PROBLÉMATIQUE ET PROJET SCIENTIFIQUE.....	3
1.3 ORGANISATION DU MÉMOIRE	5
CHAPITRE 2 : MORPHOLOGIE FLUVIALE: ÉTAT DES CONNAISSANCES ET APPROXIMATION AUX RÉPONSES DES QUESTIONS DE RECHERCHE.	7
2.1 AVANT-PROPOS.....	8
2.2 GÉOMORPHOLOGIE FLUVIALE.....	8
2.2.1 <i>Le bassin versant et systèmes en géomorphologie fluviale</i>	<i>9</i>
2.2.2 <i>Les variables de contrôle de la morphologie fluviale.....</i>	<i>12</i>
2.2.3 <i>Régime hydrologique</i>	<i>15</i>
2.2.4 <i>Processus physiques en versant : les sources sédimentaires externes</i>	<i>16</i>
2.2.5 <i>Transport solide : charriage et suspension</i>	<i>18</i>
2.2.6 <i>Condition de berge : mobilité latérale.....</i>	<i>21</i>
2.3 PROCESSUS FLUVIAUX DANS LE LIT MINEUR : MORPHO-DYNAMIQUE FLUVIALE.....	21
2.3.1 <i>Équilibre dynamique.....</i>	<i>21</i>
2.3.2 <i>Débit morphogène.....</i>	<i>22</i>
2.3.3 <i>Rupture d'équilibre</i>	<i>25</i>
2.3.4 <i>Cinétique d'évolution suivie d'une altération des facteurs de contrôle.</i>	<i>26</i>
2.4 LES AMÉNAGEMENTS ET TRAVAUX EN RIVIÈRES, ET LEURS IMPACTS SUR LA MORPHOLOGIE FLUVIALE.	29
2.4.1 <i>Aménagements hydroélectriques</i>	<i>30</i>
2.4.2 <i>Autres aménagements et travaux fluviaux.....</i>	<i>33</i>
2.5 OUTILS EN GÉOMORPHOLOGIE FLUVIALE.....	34
2.5.1 <i>Modèles en géomorphologie fluviale.....</i>	<i>34</i>
2.5.2 <i>Modèles prédictifs de la réponse de rivières suivie des aménagements hydroélectriques.....</i>	<i>36</i>
2.6 SYNTHÈSE SUR L'ÉTUDE BIBLIOGRAPHIQUE ET CONCLUSIONS	43

CHAPITRE 3 : CARACTÉRISATION DU SITE D'ÉTUDE : LE BASSIN VERSANT DE L'ISÈRE À L'AMONT DE GRENOBLE	45
3.1 INTRODUCTION	46
3.2 CONTEXTE GÉOGRAPHIQUE.	46
3.3 HYDROGRAPHIE ET GÉOLOGIE.....	48
3.3.1 Hydrographie.	48
3.3.2 Géologie.....	51
3.4 TYPES D'OCCUPATION DES TERRES DU BASSIN	51
3.5 HYDROLOGIE ET SÉDIMENTS	55
3.5.1 Hydrologie.....	55
3.5.2 Régime sédimentaire.....	58
3.6 LES OUVRAGES HYDROÉLECTRIQUES DANS LA VALLÉE DE LA MAURIENNE ET LA TARENTEISE.	59
3.7 SYNTHÈSE DU CHAPITRE.	62

CHAPITRE 4 : MODÉLISATION CONCEPTUELLE-ANALYTIQUE POUR L'ÉVOLUTION DE LA MORPHOLOGIE DU LIT.....	63
4.1 INTRODUCTION.	64
4.2 CONCEPTUALISATION DU COMPORTEMENT DE LA MORPHOLOGIE FLUVIALE DEPUIS LE BASSIN VERSANT JUSQU'AU TRONÇON DE RIVIÈRE.	64
4.3 LES ALTÉRATIONS DES VARIABLES DE CONTRÔLE DUES AUX AMÉNAGEMENTS HYDROÉLECTRIQUES.	68
4.3.1 Altération sur l'hydrologie.....	69
4.3.2 Altération sur les apports sédimentaires	74
4.4 MODÈLE CONCEPTUEL POUR LA RÉPONSE MORPHOLOGIQUE À L'ÉCHELLE DE BASSIN VERSANT.	82
4.5 APPLICATION AU BASSIN VERSANT DE L'ISÈRE À L'AMONT DE GRENOBLE.	91
4.5.1 Décomposition en tronçons homogènes	91
4.5.2 Évaluation de l'altération sur l'hydrologie.....	93
4.5.3 Résultat de l'altération sur les apports sédimentaires.....	96
4.5.4 Trajectoires de l'évolution : intensités, directions et tendances.....	97
4.5.5 Validation et limitations du modèle.	105
4.6 SYNTHÈSE DU CHAPITRE.	108

CHAPITRE 5 : MODÉLISATION NUMÉRIQUE SIMPLIFIÉE POUR LA CINÉTIQUE DE L'ÉVOLUTION DU LIT	109
5.1 INTRODUCTION.	110
5.2 PRINCIPE DE LA MODÉLISATION	110
5.2.1 Généralités et principales hypothèses.....	110

5.2.2	<i>Procédure de calcul.....</i>	111
5.3	MISE EN ŒUVRE.....	112
5.3.1	<i>Choix du tronçon test.....</i>	112
5.3.2	<i>Sur le débit morphogène.....</i>	113
5.3.3	<i>Sur la durée de la période transitoire et la propagation des perturbations.....</i>	116
5.3.4	<i>Sur la superposition des altérations.....</i>	119
5.4	SYNTHÈSE DU CHAPITRE.....	120
 CHAPITRE 6 : CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES.....		121
6.1	CONCLUSIONS SUR LES OBJECTIFS.....	122
6.2	PERSPECTIVES DE FUTURES RECHERCHES.....	123
6.1.1	<i>Pour améliorer le modèle conceptuel.....</i>	123
6.1.2	<i>Pour améliorer le modèle numérique.....</i>	124
6.1.3	<i>Pour utiliser la méthode.....</i>	124
 Références bibliographiques.....		125

Table des abréviations et notations

Organismes

ICOLD (anglais)	International Commission on Large Dams
CIGB (français)	Commission Internationale des Grands Barrages
IWPDC	International Water Power and Dams Construction Handbook
DREAL	Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement, et du Logement
HRBLC	Highway Research Board Landslide Committee
FISRWG	Federal Interagency Stream Restoration Working Group
USDA	United States Department of Agriculture
USACE	United States Army Corps of Engineers
CSDMS	Community Surface Dynamics Modeling System
BRGM	Bureau de Recherches Géologiques et Minières de France
EDF	Électricité de France
DTT	Direction Départementale des Territoires
IGN	Institut Géographique National de France
LTHE	Laboratoire d'Étude des Transferts en Hydrologie et Environnement.
RMC	Comité de bassin Rhône-Méditerranée-Corse
EEA	European Environment Agency

Acronymes

DCE	Directive Cadre d'Eau
LEMA	Loi sur l'Eau et les Milieux Aquatiques
ISI	Institute for Scientific Information
SHARE	Sustainable Hydropower in Alpine River Ecosystems
LWD (DLG)	Large Woody Debris (Débris Ligneux Grossiers)
MQI (IQM)	Morphological Quality Index (Indicateur de la Qualité Morphologique)
STEP	Station de Transfert d'Énergie par Pompage
MES	Matière En Suspension
MNT	Modèle Numérique de Terrain
BD ALTI	Base de Données Altimétriques
BD CARTHAGE	Base de Données sur la CARTographie THématique des AGences de l'Eau
SIG	Système d'Information Géographique
EMAX	Espace de liberté MAXimal
GLOF	Glacial Lake Outburst Floods (débâcle glaciaire en française)
IPAS	Intensité Potentielle des Apports Solides
HBIAS	Hyper Basse Intensité des Apports Solide

TBIAS	Très Basse Intensité des Apports Solide
BIAS	Basse Intensité des Apports Solide
MBIAS	Médiane Bas Intensité des Apports Solide
MHIAS	Médiane Haute Intensité des Apports Solide
HIAS	Haute Intensité des Apports Solide
THIAS :	Très Haute Intensité des Apport Solide
HAIAS :	Hyper Haute Intensité des Apport Solide
BV	Bassin versant
PMA	Production Moyenne Annuelle

Symbols

q_{s^*}	Charge du fond adimensionnel par unité de largeur ou nombre adimensionnelle d'Einstein.
α	Coefficient de proportionnalité
τ^*	Contrainte de cisaillement du fond du lit
τ_c^*	Nombre ou contrainte critique adimensionnelle de Shields
τ	Contrainte critique adimensionnelle de Shields
β	Coefficient exponentielle
g	Accélération de gravité
ρ_s	Densité de la matrix de sédiment qui compose le fond du lit
ρ	Densité de l'eau
d	Diamètre caractéristique du sédiment
Re^*	Nombre de Reynolds Particulaire
U^*	La vitesse de frottement
ν	Viscosité cinématique
Q_{cr}	Débit critique qui initie le mouvement du sédiment du fond
Q_{mph}	Débit morphogène ou dominant (<i>channel-forming discharge</i>)
D	Dégradation
D_{max}	Dégradation maximal à la fin de la période transitoire
t_{max}	Duré de la période transitoire
t_{50}	durée de demi-vie
W	Largeur du chenal
Q	Débit liquide
a	Coefficient des relations de Leopold et Maddock
b	Coefficient des relations de Leopold et Maddock
H	Profondeur
c	Coefficient des relations de Leopold et Maddock
f	Coefficient des relations de Leopold et Maddock

V	Vitesse d'eau
l	Coefficient des relations de Leopold et Maddock
m	Coefficient des relations de Leopold et Maddock
Q_s	Débit solide/ Charge solide
d_s	Diamètre caractéristique des sédiments
S	Pente du profile en long
d_{50}	Diamètre moyen
W/D	Rapport larguer/profondeur
W	Largeur du chenal
λ	Longueur d'onde des méandres
P	Sinuosité
M	Pourcentage limon et argile dans le périmètre du lit M
q_{sus}	Charge en suspension
q_{ch}	Charge du fond
A_m	Aire mouille
n	Rugosité du lit
k	Débitance
K	Capacité de transporte
L	Charge solide
A_p	Aire de la section en travers
NL	Niveau du lit
Te	Terrasse
Se	Seuil
Mo	Mouille
$[Q_{mph}]^{pre}$	Débit morphogène caractéristique avant la mise en opération de un aménagement
$[Q_{mph}]^{post}$	Débit morphogène caractéristique après la mise en opération de un aménagement
T	Période de retourne
NQ_{mph}^{pre}	nombre de jours dans l'année où le débit morphogène est dépassé, avant d'une altération
NQ_{mph}^{post}	nombre de jours dans l'année où le débit morphogène est dépassé, après d'une altération
FQ_{mph}	Indicateur pour l'altération sur l'hydrologie
FAS	Indicateur pour l'altération sur les Apports sédimentaires
AS^{pre}	Apports de sédiments avant de la mise en fonctionnement des aménagements, relative à son aire de drainage d'amont.
AS^{post}	Apports de sédiments après de la mise en fonctionnements des aménagements, relative à son aire de drainage d'amont
Sp	Intensité potentielle des apports de sédiment pondérée pour chaque sous-bassin

N	Quantité de pixels de la classe IPAS dans le sous-bassin versant
N_{tot}	Quantité de pixels de la classe IPAS dans le sous-bassin versant
C	Classe de IPAS (1-8)
ΔV_t	Volume stocké ou érodé dans le tronçon pendant l'année
q_{Sentrant}	Flux de sédiments entrants au tronçon par analyse par unité de largeur
q_{Ssortant}	Flux de sédiments sortants du tronçon en analyse par unité de largeur
$t_{95\%}$	95% de la durée de la période transitoire
Q_{eff}	Débit effectif
Δz	Changement de la cote du fond du lit pendant une année déterminé
ΔZ_{max}	Changement maximal de la cote du fond du lit a la fin de la période transitoire

Table de figures et tableaux

Figures

- 1.1. Localisation des 633 grands barrages selon *l'International Commission on Large Dams (ICOLD)* et *l'International Water Power and Dam Construction (IWPDC)*
- 2.1. L'idéalisation du système fluvial.
- 2.2. Zones d'érosion, de transport, et de dépôt, et la rivière comme un tapis roulant.
- 2.3. L'hydro-système
- 2.4.a et b a) L'idéalisation d'un bassin versant lequel montre les processus de connectivité, b) schématisation d'un bassin versant qui illustre le concept de couplage (*coupling*).
- 2.5. Variables de contrôle et conditions aux limites et variables de réponse en géomorphologie fluviale.
- 2.6. Courbes qui décrivent le régime hydrologique (de débits) pour la station Isère à Moûtiers et courbe de variations saisonnières (mensuelle), associées à différentes probabilités d'occurrences.
- 2.7. Diagramme simplifié des types de mouvement en masse.
- 2.8. Diagramme de Shields pour le début du transport de sédiment.
- 2.9. Schématisation de l'évolution temporaire de la morphologie d'un cours d'eau suivie d'une altération.
- 2.10. Évolution temporelle de la dégradation du lit à la suite de la construction du barrage.
- 2.11. Échelles spatiales et temporelles de variables de réponse ou d'ajustements des lits alluviaux.
- 2.12. Hiérarchie des impacts physiques, chimiques et biologiques causés par l'opération de barrage.
- 2.14. Aménagements par retenue.
- 2.15. Aménagements mixtes.
- 2.16. Profil en long de l'aménagement de la STEP Grand Maison.
- 2.17. a) Barrage statique de Tignes et b) barrage mobile.

- 2.18. Analogie de la balance de Lane (1955) sur la description de la relation d'équilibre entre les facteurs de contrôle et réponse.
- 2.19. Modèle d'ajustement des variables de réponse à l'aval de un barrage proposé par Petts et Gurnell (2005).
- 2.20. Exemples de neuf directions possibles d'ajustements d'un profil en travers type.
- 2.21. Chronologie résumée depuis les premières approches pour l'évaluation et la prédiction des réponses morphologique de rivières à la construction/enlèvement de barrages.
- 3.1 a et b Localisation du bassin de l'Isère dans le contexte des grands bassins versants français et dans le contexte alpin du bassin versant du Rhône.
- 3.2. Les affluents et les sous-bassins versants les plus importants du bassin de l'Isère à Grenoble.
- 3.3. La vallée du Grésivaudan en amont de Grenoble, Carte de Cassini de 1733.
- 3.4. La vallée du Grésivaudan en amont de Grenoble, photo aérienne de 2012.
- 3.5. Géologie du bassin versant de l'Isère.
- 3.6. Caractérisation de l'utilisation/occupation des sols du bassin de l'Isère.
- 3.7. Module mensuel des débits pour les stations de l'Isère. Source banque hydro.
- 3.8. Stations hydrométriques dans le bassin versant de l'Isère et module annuel de débit. Source: Banque hydro
- 3.9. Module mensuel de débit pour les stations de l'Arc. Source: Banque hydro.
- 3.10. Stations de mesures indirectes de MES dans le bassin versant de l'Isère et l'aire de drainage associée à chaque station. Source.
- 3.11. Aménagements hydroélectriques dans le bassin versant de l'Isère.
- 4.1. Exemple du découpage du réseau hydrographique.
- 4.2. Schématisation de l'évolution temporaire de la morphologie d'un cours d'eau suivie d'une perturbation durable capable de modifier les contrôles morphologiques.
- 4.3. Différents schémas pour expliquer les relations entre les variables de contrôle.
- 4.4. Dépendance des caractéristiques morphologiques d'un tronçon alluvial dans le système fluvial.
- 4.5. Hydrogramme horaire de l'Isère à la station Campus (LTHE-EDF)
- 4.6. Courbes de débit classées journalières, pour la station Isère à Moûtiers (DREAL Rhône-Alpes).
- 4.7. Schéma d'extraction - restitution d'eau, avec des bassins intermédiaires de Flumet et Cheylas.
- 4.8. Schéma d'extraction - restitution d'eau du système Arly, centrale de Arly et Fontaines.
- 4.9. Opération d'addition de couches dans la calculatrice *Raster* et résultat de la couche d'intensité potentielle des apports solides.
- 4.10. Zoom sur le sous-bassin du Doron à l'amont du village de Beaufort.
- 4.11. Intensité potentielle des apports de sédiment pondérée (S_p) pour chaque sous-bassin, avant et après le barrage de Roselend
- 4.12. Indicateurs ASpre et ASpost de l'altération sur la continuité des apports solides, avant et après le barrage de Roselend

- 4.13. Tendances de la réponse des lits alluviaux en fonction des deux facteurs de contrôle.
- 4.14. Sous-bassins versants associés aux tronçons considérés comme morphologiquement homogènes pour l'application du modèle.
- 4.15. Valeurs des débits pour les extractions et restitutions associées à « Prima »
- 4.16. Valeurs de FQ_{mph} de chaque tronçon pour « Prima »
- 4.17. Localisations des murs des grands barrages, les exutoires des lacs et des aires de drainage respectives.
- 4.18. Valeurs de FAS de chaque tronçon.
- 4.19. Vecteurs d'altération pour le bassin versant de l'Isère.
- 4.20. Tendances et intensités prédites par le modèle pour le niveau du fond du lit.
- 4.21. Tendances et intensités prédites par le modèle pour la profondeur d'eau.
- 4.22. Tendances et intensités prédites par le modèle pour la largeur du lit.
- 4.23. Tendances et intensités prédites par le modèle pour la pente du lit.
- 4.24. Tendances et intensités prédites par le modèle pour le diamètre moyen.
- 4.25. Tendances et intensités prédites par le modèle pour la sinuosité.
- 4.26. Tendances et intensités prédites par le modèle pour la formation de terrasses.
- 4.27. Tendances et intensités prédites par le modèle pour la formation de pavage
- 4.28. Tendances et intensités prédites par le modèle pour l'installation de la végétation.
- 4.29. Tendances et intensités prédites par le modèle pour l'aggradation et dégradation, observations depuis Peiry *et al.*, 1994 et localisations des extractions de sédiments dans le lit mineur.
- 5.1. a et b. a) Schéma d'opération du modèle pour l'évolution du profil en long et b) Dynamique temporelle du stock du volume.
- 5.2. Localisation du tronçon modélisé, dans le bassin versant Isère.
- 5.3. Estimation du débit effectif avant 1953.
- 5.4. Estimation du débit effectif après 1953.
- 5.5. Intensité et direction du vecteur d'altération pour le tronçon 400.
- 5.6. Évolution modélisée pour le profil en long de l'Isère, pour une condition de déficit de 23% de la fourniture de sédiments.
- 5.7. Évolution temporelle du volume stocké accumulé
- 5.8. Évolution de la cote du lit comme fonction du temps, les deux variables sont normalisées pour ses valeurs maximales.
- 5.9. Évolution temporelle du volume annuel de sédiments sortant du tronçon modélisé (sédimentogramme)
- 5.10. Évolution temporelle du volume stocké accumulé consécutive à plusieurs altérations sur les apports solides et sur l'hydrologie.

Tableaux

- 2.1. Composition de la charge totale de sédiment dans les cours d'eau classifiée par les mécanismes de transport et la taille de particules.

- 2.2. Fréquences associées au débit de plein bords
- 2.3. Résumé des références donnant les réponses potentielles du cours d'eau à des ouvrages ou travaux en rivières.
- 2.4. Exemple de quelques outils utilisés pour la recherche en géomorphologie fluviale.
- 2.5. Les directions ou tendances plus probables de l'évolution morphologique de cours d'eau alluviales suivies de changements sur ses facteurs de contrôle.
- 2.6. Directions probables de l'évolution de la morphologie des lits alluviaux, après une altération sur les facteurs de contrôle
- 2.7. Directions probables de l'évolution de la morphologie dues aux changements sur le débit liquide et solide.
- 3.1. Les principaux affluents du bassin de l'Isère à Grenoble.
- 3.2. Classification de l'occupation des sols pour le bassin de l'Isère, source : CORINE LAND COVER 2000
- 3.3. Stations de débit dans le bassin versant de l'Isère à Grenoble. Source : Banque-Hydro 2013.
- 4.1. Code identificateur utilisé dans l'évaluation des apports de sédiments basé sur le classement des types géologiques.
- 4.2. Code identificateur utilisé dans l'évaluation des apports de sédiments basé sur le reclassement de la pente du versant.
- 4.3. Code identificateur utilisé dans l'évaluation des apports de sédiments basé sur le reclassement de l'occupation des sols.
- 4.4. Reclassement des 30 combinaisons possibles dans 8 classes
- 4.5. L'intensité potentielle des apports de sédiment pondérée pour chaque sous-bassin (Sp), avant et après le barrage de Roselend.
- 4.6. Résultats de FAS pour chaque tronçon associé à chaque sous-bassin versant
- 4.7. a-e Directions attendues de la morphologie de rivières basée sur des changements des régimes de débit et de sédiments.
- 4.8. Direction des variables d'ajustements proposées sur la base de la connaissance d'experts
- 4.9. Définition des tronçons
- 4.10. Directions et intensités des tendances proposées pour le modèle, pour tous les tronçons avec le scénario « Prima » et son plus grand écart.
- 5.1. Caractéristiques du tronçon et paramètres utilisés dans le modèle.
- 5.2. Conditions hydrauliques pour le tronçon avant et après l'année 1953.

1

Introduction générale

1.1	ANTÉCÉDENTS ET CONTEXTE.....	2
1.2	PROBLÉMATIQUE ET PROJET SCIENTIFIQUE.....	3
1.3	ORGANISATION DU MÉMOIRE.....	5

1.1 Antécédents et contexte.

Le plus important de tous les processus géologiques est l'écoulement d'eau. Les rivières jouent un rôle important, non seulement parce que les rivières modélisent les formes de la surface de la terre, mais aussi parce que les rivières conditionnent la vie de l'homme (Morisawa, 1968).

D'un point de vue pratique, les processus géomorphologiques dans le système fluvial sont très importants pour la gestion de ressources en eau et particulièrement pour l'ingénierie hydraulique. Ces problématiques ne sont pas nouvelles et selon Lane (1955), de nombreux problèmes importants en ingénierie hydraulique sont liés à la manière selon laquelle les fleuves transportent et déposent les sédiments dans les lits.

Les régimes de débit et de sédiments gouvernent les processus physiques des cours d'eau en définissant leurs caractéristiques morphologiques. Ces deux régimes permettent ou limitent la présence des espèces aquatiques en créant ou en détruisant les habitats. De fait, le biotope aquatique est intimement liée à la morphologie fluviale. Cela permet de mettre en évidence que la compréhension de l'évolution des formes du lit (style, profil en long et en travers) et des caractéristiques du sédiment qui composent le fond du lit sont fondamentales autant pour les ouvrages hydrauliques que les écosystèmes fluviaux.

A des échelles de temps historiques ou humaines, les équilibres morphologiques peuvent être modifiés par une altération de ces régimes d'alimentation en eau ou en sédiments. D'un point de vue technique et à ces échelles de temps, il existe certains enjeux pour lesquels les processus morphologiques sont importants, par exemple, la conservation ou l'entretien des aménagements (ponts, autoroutes, structures pour la protection contre les crues comme les digues), les règles d'opération des barrages-réservoirs (chasses, gestion par éclusées, gestion de crues), la navigabilité des fleuves (entretiens et dragages), la délimitation du domaine public/privé et le régime des servitudes associées, les extractions d'eau (structures de captage) ou la conservation des milieux aquatiques et riverains (corridor biologique fluvial pour les espèces avec problèmes de conservation) et la réhabilitation des rivières.

Les aménagements en rivières alluviales et plus particulièrement les aménagements hydroélectriques peuvent changer l'hydrodynamique du système fluvial. Si le changement est significatif et durable, les caractéristiques géométriques du chenal peuvent aussi changer de manière durable. Certaines de ces modifications peuvent être produites par les dérivations avec restitution, seuils, endiguements, barrages ou les interventions directes sur le lit mineur telles que les coupures de méandres, les prélèvements dans le lit mineur ou majeur et les changements dans la géométrie et rugosité (élargissement, enlèvement important de la végétation des berges).

Ces altérations par les aménagements hydroélectriques ont été étudiées et rapportées dans la littérature et on citera par exemple Williams et Wolman, 1984, Grant *et al.*, 2003, Petts et Gurnell 2005, Schmidt et Wilcock, 2008, Baker *et al.*, 2011, Grant, 2012a.

Cette problématique concerne tout aussi bien les pays développés que les pays émergents où se construisent actuellement la plupart des grands aménagements de production hydroélectrique. La figure 1.1 montre la distribution des grands barrages sur la planète, selon ICOLD/CIGB les ouvrages dont la hauteur est supérieure à 15 mètres.

D'un point de vue réglementaire et opérationnel, la législation française et les directives européennes prennent en compte explicitement la morphologie fluviale. Il s'agit en particulier de la Loi sur l'Eau de 1992, de la Directive Cadre sur l'Eau, 2000/60/CE, DCE, du Code de l'Environnement de l'année 2000 et de la Loi sur l'Eau et les Milieux Aquatiques « LEMA » de l'année 2006 ayant pour fonction de transposer en Droit français la DCE.

Pour la mise en œuvre des plans de gestion optimale des aménagements hydroélectriques, la production d'énergie, les réglementations et les usages des cours d'eau, il est nécessaire d'avoir un meilleur niveau de compréhension des interactions entre les processus de la morphologie fluviale et les différentes altérations humaines.

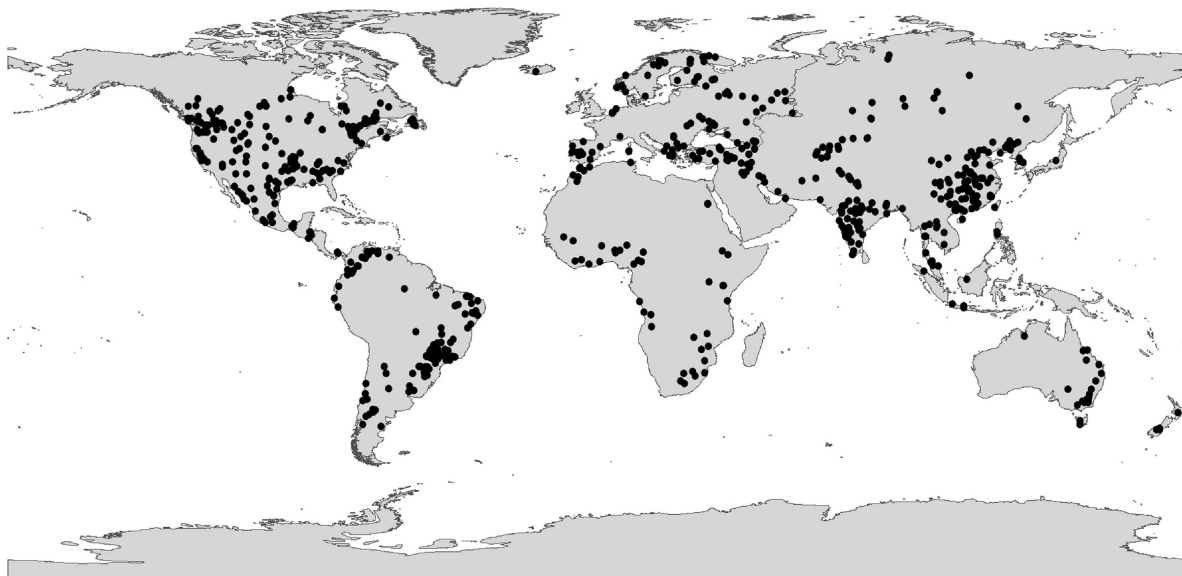


Figure 1.1. Localisation des 633 grands barrages selon l'*International Commission on Large Dams* (ICOLD) et l'*International Water Power and Dam Construction* (IWPD), citée par Grant, 2012a.

L'intérêt scientifique pour la morphologie fluviale a connu une augmentation soutenue depuis environ quarante ans. Ce fait est, d'une certaine façon, mis en évidence par la production annuelle des publications scientifiques sur ce sujet. Une recherche a été faite du mot clef « morphologie fluviale » sur la base de données Web of Science (service d'information universitaire en ligne produit par la société ISI – *Institute for Scientific Information de Thomson Reuters*). Durant la période 1975-1984, en moyenne seulement 0,4 publications par an sont répertoriées ; entre 1985-1994, 6 publications par an ; entre 1995-2004, 41 publications par an et sur la période 2005 à 2013, 126 publications par an ont été publiées dans les différents journaux.

En parallèle avec cet intérêt scientifique croissant, il y a aussi un intérêt pratique non seulement du côté de l'autorité environnementale et des entreprises productrices d'électricité, mais, comme on l'a déjà évoqué, des autres usagers des rivières. Ce qui précède est, en grande partie, impulsé par la mise en marche des différentes réglementations nationales et directives européennes.

1.2 Problématique et projet scientifique.

Depuis des siècles en Europe, un grand nombre de cours d'eau ont été altérés par différentes activités humaines. En particulier, les travaux d'ingénierie civile ont modifié de manière directe ou indirecte le régime hydrologique et sédimentaire, et par conséquent, la morphologie

fluviale. Parmi ces interventions, on considère par exemple les ouvrages pour faciliter la navigation (canalisation, curage et dragage), les extractions de granulats, exploitation hydroélectrique, l'extraction d'eau pour l'irrigation, les travaux de protection de berges contre les inondations, entre autres. Les effets de ce type d'interventions ont été observés de manière empirique depuis plusieurs siècles. Léonard De Vinci a indiqué: "*Je m'aperçois que l'eau qui tombe au pied des barrages sur les fleuves ... transporte tout le matériel qu'elle frappe quand elle tombe*" (De Vinci carnets de notes c.a. de 1510, d'après McCully, 2001). Bien qu'il y ait une grande quantité de travaux qui décrivent les effets des aménagements hydroélectriques et en particulier des grands barrages sur la morphologie fluviale, aujourd'hui c'est une thématique qui suscite un intérêt à la fois technique et scientifique (par exemple, Petts, 1980; Gurnell *et al.*, 1990; Collier *et al.*, 1996; Ryan, 1997; Brandt 2000a,b; Grant *et al.*, 2003; Petts and Gurnell, 2005; Graf, 2006; Yang *et al.*, 2007; Schmidt and Wilcock, 2008; Grant, 2012a et 2012b ; Baker *et al.*, 2011; Draut *et al.*, 2011)

Actuellement, il existe un grand nombre de modèles déterministes, basés sur les descriptions rigoureuses de processus physiques ou bien de base semi-empiriques, capables de rendre compte les variabilités spatiales et des phénomènes non permanents. Ces modèles permettent de faire des simulations qualitatives de l'évolution de la morphologie du lit (unidimensionnelle, bi- ou tri-dimensionnelle) à cause des altérations anthropiques sur le régime de débit et de sédiments (par exemple Mike 11, Mike 22C, HEC-RAS 4.0., River2D-Morphology: R2DM). Ces modèles ont besoin d'un grand nombre de données d'entrées qui ne sont pas toujours disponibles. Il s'agit par exemple des profils transversaux, d'une description de la granulométrie ou de mesures qui sont nécessaires à la validation du modèle. Comme il n'est pas souvent possible d'avoir tous les paramètres pour nourrir ce type de modèles, il est courant de faire des hypothèses qui sont éloignées de la réalité. Ces modélisations sont donc très coûteuses, souvent imprécises du fait du manque de données et finalement inutiles pour les problèmes posés à des échelles qui vont au-delà de quelques kilomètres de rivière. De plus, ces modèles prennent en compte les facteurs de contrôle des bassins versants de manière implicite et peuvent être difficilement utilisés avec des schémas d'aménagement de grande complexité comme dans le cas de bassin versant de l'Isère.

Une des orientations pragmatiques qui a motivé la réalisation de cette recherche a été la démonstration et l'évaluation des changements morphologiques et leurs conséquences sur la qualité des milieux dans le projet SHARE (*Sustainable Hydropower in Alpine River Ecosystems*, 2009-2012). Ce projet avait pour objectif de développer, tester et promouvoir un Système d'Aide à la Décision pour différentes alternatives de développement hydroélectrique, considérant de nouveaux projets ou nouvelles règles de fonctionnement (opération) pour les installations existantes dans la région Alpine. La problématique qui a été mise en évidence dans SHARE pour le cas français, correspond à la réalisation d'une évaluation de l'évolution morphologique des lits, à l'échelle d'un bassin versant, sur un système fluvial aménagé très complexe comme celui du bassin versant de l'Isère à l'amont de Grenoble qui a servi comme cas pilote d'application.

En plus de la complexité du système, cette problématique était intéressante du fait qu'il n'y a pas d'antécédents dans la littérature scientifique sur une modélisation simple qui permette de faire une prédiction de l'évolution du lit à cette échelle spatiale.

Ce projet de modélisation pose les questions suivantes que l'on étudiera dans ce travail et auxquelles on essaiera de répondre :

- En utilisant le concept d'équilibre dynamique et considérant des perturbations sur les facteurs de contrôles de la morphologie fluviale, est-il possible de prédire des trajectoires de l'évolution à l'échelle d'un bassin versant de plusieurs milliers de kilomètres carrés de façon réaliste ?
- La caractérisation et l'utilisation d'un débit morphogène sont-elles efficaces pour évaluer l'évolution de la morphologie fluviale qui résulte de l'altération des conditions hydrologiques ? Peut-on simplement associer cette notion de débit morphogène à une période de retour ?
- Est-ce que c'est possible d'avoir un ordre de grandeur de la durée de la période transitoire du passage d'un équilibre dynamique à un autre avec une modélisation numérique simplifiée et d'identifier les facteurs qui la détermine ?
- Comment pouvons-nous traiter les effets de la superposition des altérations sur les facteurs de contrôle, produits par des aménagements successifs ? Comment cette superposition influence-t-elle les trajectoires d'ajustement de la morphologie ?

Dans ce contexte, cette recherche a été centrée sur les effets des aménagements hydroélectriques. Tout au long de ce travail, nous avons développé un outil qui permet de réaliser des évaluations, à l'aval des interventions humaines, des impacts de ces types d'aménagements sur la morphologie des fleuves alluviaux (que l'on appelle « réponse morphologique »).

Le modèle prédictif est semi-quantitatif et son opération est essentiellement basée sur la détermination de paramètres physiques (hydrologiques et du transport de sédiments). Grâce à l'intégration de la « connaissance d'expert » et prenant en compte les quelques expériences d'autres recherches scientifiques, ces paramètres permettent de prédire la direction et la magnitude des changements du lit de la rivière.

Pour le cas spécifique de la caractérisation de la durée des périodes transitoires et pour le calcul des débits effectifs et des superpositions des altérations avec changements des trajectoires, on a développé un modèle numérique simple de l'évolution de la pente du lit.

1.3 Organisation du mémoire

Ce mémoire est structuré en six chapitres. Après ce premier chapitre d'introduction, on trouvera :

- Au chapitre 2, un exposé de la revue de la littérature scientifique qui va permettre d'établir l'état de l'art sur notre problématique et qui va donner les principales orientations pour le développement de notre recherche.
- Au chapitre 3, une description des caractéristiques du bassin versant de l'Isère à l'amont de Grenoble qui sert d'illustration à ce travail.
- Nous présenterons au chapitre 4 une proposition méthodologique avec le cadre théorique de la construction d'un modèle conceptuel. Ce modèle est appliqué sur le bassin versant de l'Isère, et on mettra en évidence les limitations de ce type de modèle statique et les questions qui restent à explorer.
- Le cinquième chapitre montre le développement d'un modèle numérique simple, qui s'attache à la problématique d'évolution du lit pendant la période transitoire, donc à la cinétique.
- Finalement, un sixième et dernier chapitre présentera les conclusions générales, les limitations et les perspectives de ce travail.

2

Morphologie fluviale: état des connaissances et approximation aux réponses des questions de recherche.

2.1	AVANT-PROPOS	8
2.2	GÉOMORPHOLOGIE FLUVIALE	8
2.2.1	<i>Le bassin versant et systèmes en géomorphologie fluviale.....</i>	<i>9</i>
2.2.2	<i>Les variables de contrôle de la morphologie fluviale.....</i>	<i>12</i>
2.2.3	<i>Régime hydrologique.....</i>	<i>15</i>
2.2.4	<i>Processus physiques en versant : les sources sédimentaires externes.....</i>	<i>16</i>
2.2.5	<i>Transport solide : charriage et suspension.....</i>	<i>18</i>
2.2.6	<i>Condition de berge : mobilité latérale.....</i>	<i>21</i>
2.3	PROCESSUS FLUVIAUX DANS LE LIT MINEUR : MORPHO-DYNAMIQUE FLUVIALE	21
2.3.1	<i>Équilibre dynamique</i>	<i>21</i>
2.3.2	<i>Débit morphogène</i>	<i>22</i>
2.3.3	<i>Rupture d'équilibre.....</i>	<i>25</i>
2.3.4	<i>Cinétique d'évolution suivie d'une altération des facteurs de contrôle.....</i>	<i>26</i>
2.4	LES AMÉNAGEMENTS ET TRAVAUX EN RIVIÈRES, ET LEURS IMPACTS SUR LA MORPHOLOGIE FLUVIALE.....	29
2.4.1	<i>Aménagements hydroélectriques.....</i>	<i>30</i>
2.4.2	<i>Autres aménagements et travaux fluviaux.....</i>	<i>33</i>
2.5	OUTILS EN GÉOMORPHOLOGIE FLUVIALE.....	34
2.5.1	<i>Modèles en géomorphologie fluviale</i>	<i>34</i>
2.5.2	<i>Modèles prédictifs de la réponse de rivières suivie des aménagements hydroélectriques.....</i>	<i>36</i>
2.6	SYNTHÈSE SUR L'ÉTUDE BIBLIOGRAPHIQUE ET CONCLUSIONS	43

2.1 Avant-propos

On a voulu commencer ce chapitre en faisant une revue de quelques concepts de base en géomorphologie fluviale qui vont être repris dans ce travail. Bien qu'ils soient fréquemment utilisés, cette utilisation n'est pas toujours faite de manière cohérente et claire, principalement parce qu'ils viennent de différentes écoles (géographie, géologie et ingénierie) qui historiquement ont utilisé des approches différentes (Gilbert 1887 ; Lane, 1955 ; Dust et Wohl, 2012). On présente ensuite les différents systèmes en géomorphologie fluviale avec les processus qui contrôlent l'évolution de la morphologie des cours d'eau, dus aux altérations introduites par les aménagements hydroélectriques, les échelles temporelles de ces processus et les outils de prédiction des tendances des ajustements les plus adaptés par rapport à nos objectifs. On dira aussi dans le déroulement de ce chapitre des indications sur les enjeux et les questions qui restent à résoudre sur la relation hydroélectricité – morphologie fluviale, les réflexions de la communauté scientifique et comment nous allons aborder notre problématique de recherche.

2.2 Géomorphologie fluviale

Pour ce travail, on va définir la morphologie fluviale comme la discipline qui étudie la forme et l'évolution des cours d'eau et l'interaction avec son lit majeur (plaine alluviale) et/ou des terrasses, à différentes échelles spatiales et temporelles. Cette science considère toutes les dimensions du lit (profil en long, profil en travers et dessin en plan), le type de sédiment qui compose le fond et la berge du lit et sa relation avec la végétation riveraine.

Les échelles temporelles, selon les processus physiques et biologiques étudiés, peuvent aller d'une fraction de secondes (le début de mouvement d'une particule de sédiment) en passant par quelques dizaines d'heures (les effets d'une crue) jusqu'à des milliers d'années comme par exemple dans le cas des glaciations (Knighton, 1984). On peut trouver ces grandes étendues d'échelles également dans la composante spatiale. Les échelles spatiales peuvent aller de quelques mètres (comme les variations de micro et macroformes sédimentaires, migration de bancs, etc.) à des dizaines de kilomètres, par exemple la modification des pentes du lit ou incision. Si on considère le transfert de sédiments de la tête de bassin à son embouchure, l'échelle peut être encore plus large. Pour cette raison, dans tous les travaux sur la morphologie fluviale, il faut préciser l'ordre de grandeur de ces deux échelles, pour avoir un cadre de travail cohérent avec les phénomènes que l'on veut étudier.

La morphologie fluviale, et comme on le verra plus tard, (l'hydro)morphologie, est d'un intérêt transversal, car il peut y avoir plusieurs approches en fonction des disciplines. En particulier les études à propos de la morphologie impliquent le travail de géologues, géographes, ingénieurs hydrauliciens et biologistes, entre autres. Suivant les problématiques, ces différentes disciplines coïncident sur certains aspects. D'une manière générale, les géologues ont toujours travaillé avec de plus grandes échelles temporelles et spatiales par rapport aux autres disciplines, du fait qu'ils étudient des événements peu fréquents. Les travaux des géographes physiques ont des similitudes avec ceux des ingénieurs hydrauliques, ces derniers étant centrés sur la relation des ouvrages hydrauliques avec l'érosion, le transport et le dépôt des sédiments, pendant des périodes de temps historiques ou qui correspondent à la durée de vie des ouvrages. Durant les dernières décennies, les géographes, ingénieurs forestiers et biologistes ont développé de nombreux travaux de recherches sur le rôle des « bois en rivière » ou « bois mort dans les cours d'eau » ou « Débris Ligneux Grossier (DLG) » (*Large Woody Debris*, LWD). Les biologistes ou écologues fluviaux, orientent principalement leurs travaux sur la caractérisation des habitats aquatiques de poissons et macroinvertébrés. Dernièrement,

les sciences sociales ont été intégrées dans cette gamme de disciplines, avec des recherches scientifiques centrées sur l'analyse de la valorisation par la société de la restauration physique des rivières.

2.2.1 Le bassin versant et systèmes en géomorphologie fluviale

Le géomorphologue n'est pas intéressé seulement par les rivières en elles mêmes, mais aussi par l'unité morphologique de la rivière qui est son bassin versant (Morisawa, 1968). Bien que les études sur la morphologie fluviale sont principalement centrées sur les processus qui se passent dans les lits mineur et majeur (plaines inondables), on doit considérer les relations entre les versants et les lits. En conséquence, la structure morphologique des cours d'eau dépend directement des processus qui se passent sur les versants et qui se transmettent ensuite dans le cours d'eau comme les flux de sédiments et d'eau.

La représentation conceptuelle de ces interactions, en amont et à l'intérieur du lit, dont la variabilité comprend de grands intervalles d'échelles spatiales et temporelles, se fait souvent en utilisant le concept de système.

Comme dans les autres sciences de l'environnement ou des sciences de la terre, la conceptualisation de système aide en grande partie à simplifier et faciliter la compréhension des processus de haute variabilité et dépendance qui sont impliqués dans un système naturel. L'utilisation du concept de système a beaucoup augmenté durant ces quatre dernières décennies et a tenu une importante influence en géomorphologie fluviale (Chorley et Kennedy 1971; Bennett et Chorley, 1978, cité par Kondolf et Piégay, 2003). Le concept de système est devenu un outil qui fournit un cadre pour l'organisation de la recherche, surtout quand une approche réductionniste ne permet pas une compréhension claire des règles, principes et processus liés les uns aux autres dans l'environnement complexe de la rivière et de son bassin versant.

Trois importants concepts ont été utilisés pour schématiser les différents processus (physiques, chimiques et biologiques) de transferts de matière et d'énergie dans et entre un bassin versant et les cours d'eau, et particulièrement pour les sédiments. Ces concepts sont : le **système fluvial**, l'**hydro-système** et la **connectivité versant-rivière**.

Le concept de « **système fluvial** » est défini par Chorley et Kennedy (1971) comme un système complexe adaptable d'interactions actions-réponses, lequel ayant deux principaux composants physiques: le **système morphologique** (lits, plaine d'inondation, pentes, etc.) et le **système en cascade** du flux d'eau et de sédiments. Le concept de système fluvial peut être utilisé sur de vastes échelles spatiales de l'ordre du million de kilomètres carrés mais également sur de petites échelles de l'ordre de la dizaine de kilomètres carrés et temporelles d'un rang de quelques minutes jusqu'à des milliers d'années.

Une idéalisation simple du système fluvial a été proposé par Schumm (1977), et il représenté sur la figure 2.1. Schumm a divisé le système fluvial en trois zones, qui correspondent à :

- Zone 1 – La portion d'amont du système correspond aux bassins versants de tête ; cette zone du système fonctionne comme l'aire de production de sédiments.
- Zone 2 – La portion de milieu du système correspond aux rivières; cette zone du système fonctionne comme l'aire de transfert de sédiment.
- Zone 3 – La portion d'aval du système qui correspond, par exemple, aux deltas, zones humides, lacs, ou réservoirs; cette zone du système fonctionne comme l'aire de dépôt.

Kondolf (1994) a utilisé une schématisation similaire à celle de Schumm, mais en utilisant le concept de bassin versant avec les trois mêmes zones, représentées par un tapis roulant, comme le montre la figure 2.2.

Ces trois zones ont été idéalisées, car en réalité les sédiments peuvent être stockés, érodés et transportés à l'intérieur de chacune. Cependant, dans chaque zone le processus associé est usuellement celui qui domine. De même que dans le cas des études de stabilisation du lit, on est plus intéressé dans ce travail par la zone de transferts. On va cependant considérer aussi les deux autres composants du système comme conditions de contrôles d'amont et d'aval.

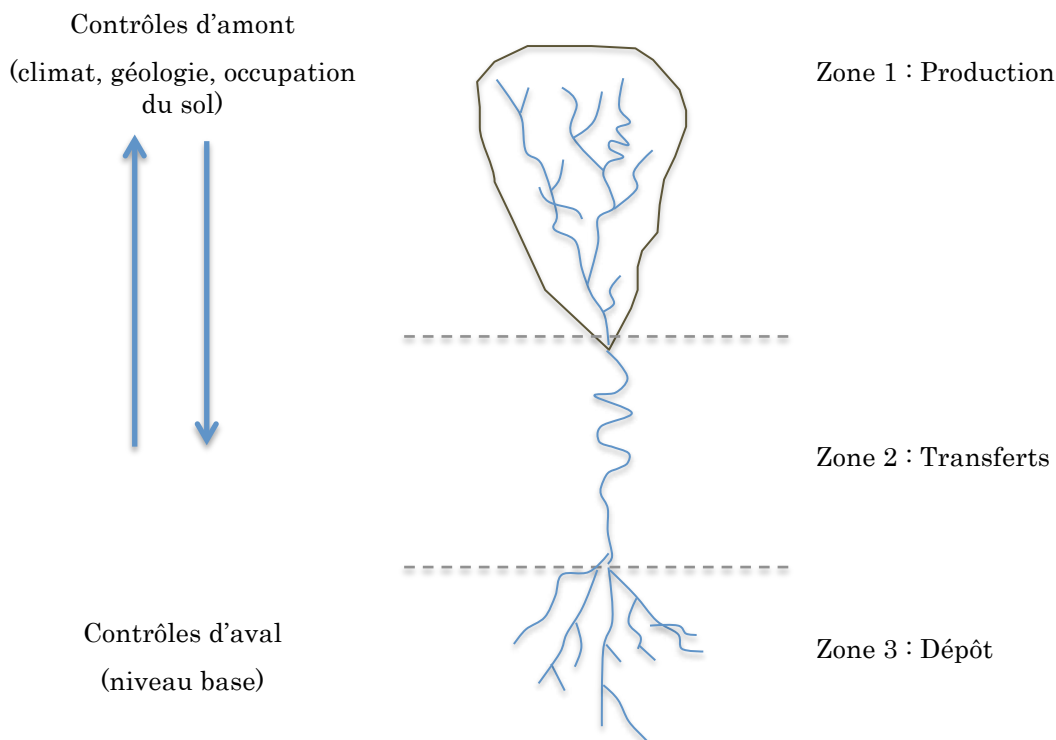


Figure 2.1. L'idéalisation du système fluvial (d'après Schumm, 1977)

Le concept d'**hydro-système** introduit par Roux (1982) et élaboré par Amoros et Petts (1993), a été rappelé par Piégay et Schumm (2003) comme un système avec des transferts d'énergie, de matière et biologiques en trois dimensions spatiales. Les échanges dynamiques et bidirectionnels dans les dimensions longitudinale (amont-aval), latérale (lit mineur-lit majeur) et verticale (superficielle-souterraine) sont réalisés à différents rangs d'échelles temporelles (plus une quatrième dimension dans le temps). L'intégrité de ce système, dépendra des processus hydrologiques, biologiques et géomorphologiques. La figure 2.3 illustre le concept d'hydro-système d'Amoros et Petts.

Selon les concepts introduits antérieurement, les deux systèmes considèrent la dimension temporelle. Le concept de système fluvial souligne la dimension longitudinale et l'hydrosystème considère aussi les interactions latérales et verticales. Par conséquent, le concept d'hydro-système peut être considéré comme une extension du concept de système fluvial (Piégay et Schumm, 2003).

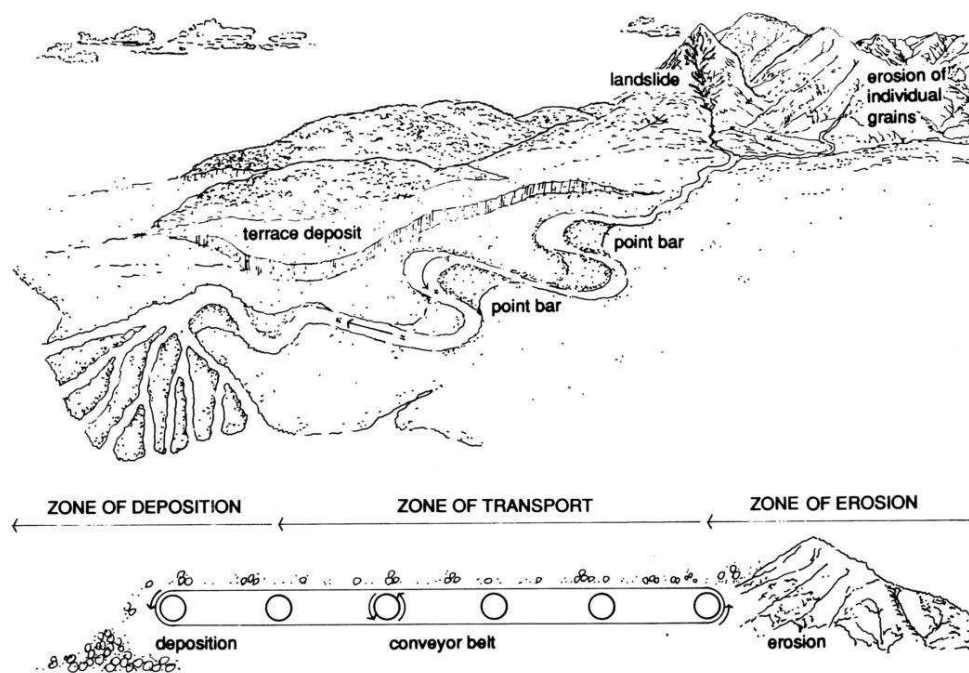


Figure 2.2. Zones d'érosion, de transport, et de dépôt, et la rivière comme un tapis roulant. (d'après Kondolf, 1994)

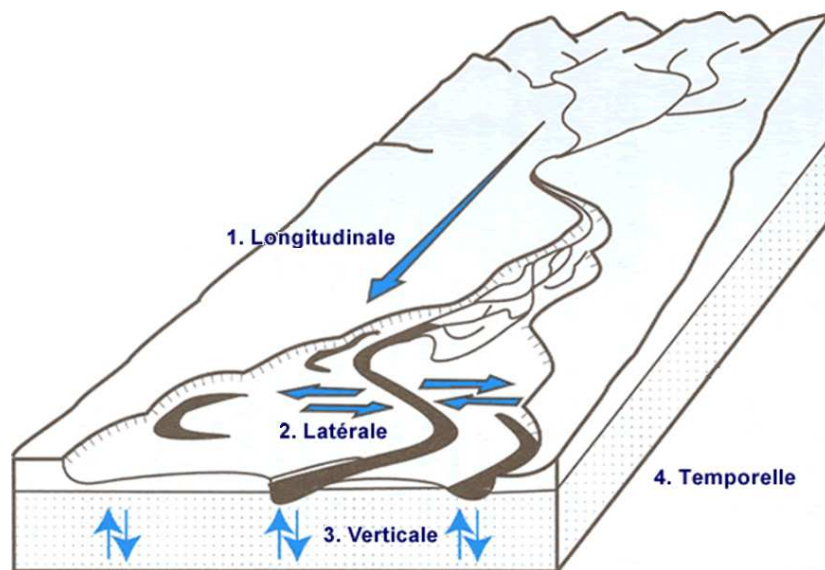


Figure 2.3. L'hydro-système d'après Amoros et Petts (1993)

La **connectivité ou couplage versant-rivière** est un concept plus récent, qui a une forte relation avec ce qui est appelé dans la littérature anglo-saxonne « *sediment delivery* ». Cette notion a été introduite dans la littérature scientifique en 1983 par Walling. La connectivité ou couplage est liée avec le transfert de sédiments depuis le versant vers les cours d'eau et représente les apports sédimentaires externes, c'est-à-dire les sédiments principalement grossiers qui arrivent aux cours d'eau. Donc, la connectivité diminue en direction de l'aval ; les rivières de montagne ont une forte connexion avec leur versant alors que les rivières de plaine

sont moins connectées ou simplement ne sont pas connectées avec les versants. La relation de connectivité versant-rivières est illustrée sur les figures 2.4a et b. La figure 2.4.a montre la relation amont-aval de la continuité sédimentaire et des différents mécanismes d'interaction versant-rivière et plaine alluviale-rivière. La figure 2.4.b illustre, d'une façon plus simplifiée, le couplage et découplage des cours d'eau avec ses versants et ses plaines alluviales.

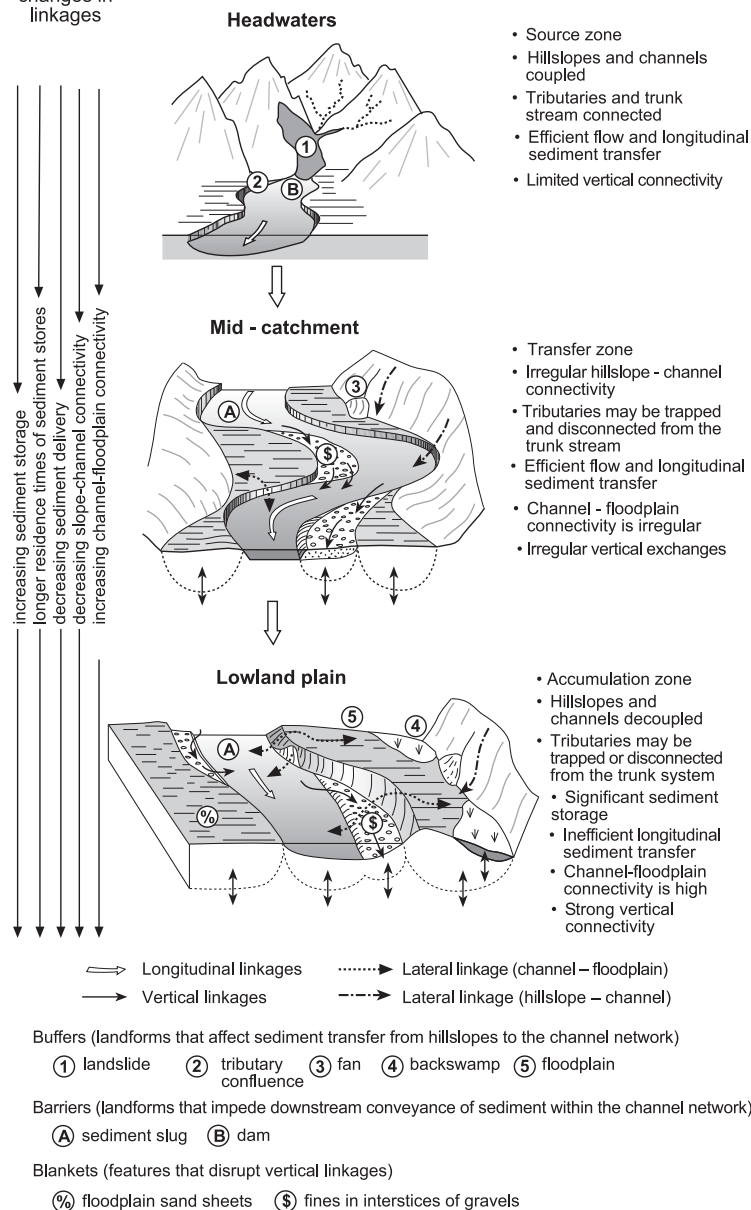
Dans le cadre de ce travail, les concepts de connectivité (ou couplage) vont être abordés du point de vue des apports de sédiments grossiers depuis les versants directement au lit. Donc, on peut généraliser que les bassins de tête ou de montagne, où il n'y a pas un grand développement de la plaine alluviale, les apports sédimentaires depuis les versants sont considérés comme directs, c'est-à-dire il y a une forte connectivité ou couplage entre le versant et la rivière.

2.2.2 Les variables de contrôle de la morphologie fluviale

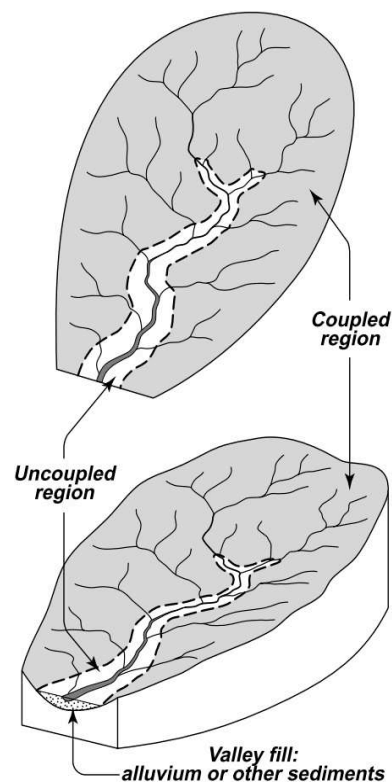
D'après Thorne (1997), la forme ou morphologie des cours d'eau (comprenant sa taille, son profil en travers, son profil en long et son style fluvial) est le résultat de processus d'érosion de sédiments, de transport et dépôt dans les limites imposées par la **géologie** et le **relief du bassin versant**. Les lits des rivières sont constamment ajustés et évoluant en réponse à la séquence des **débits** normaux, des débits des crues et des épisodes de sécheresse qui sont associés au climat régional, les **conditions météorologiques locales** et à l'**hydrologie du bassin versant**. A cet égard, la morphologie des cours d'eau peut seulement être expliquée rationnellement si les distinctions sont faites entre les facteurs qui dirigent le système fluvial (variables de contrôles) générant le lit mineur, ceux qui caractérisent les conditions de bords physiques (conditions aux limites), et ceux qui répondent aux deux précédents (de contrôle et aux limites) pour définir la géométrie en trois dimensions du cours d'eau (ses formes). Voir la figure 2.5.

a)

Downstream changes in linkages



b)



Figures 2.4.a et 2.4.b. A gauche (a), l'idéalisation d'un bassin versant lequel montre les processus de connectivité, d'après Fryirs (2013). A droite (b), une schématisation d'un bassin versant qui illustre le concept de couplage (*coupling*), d'après Church (2002).

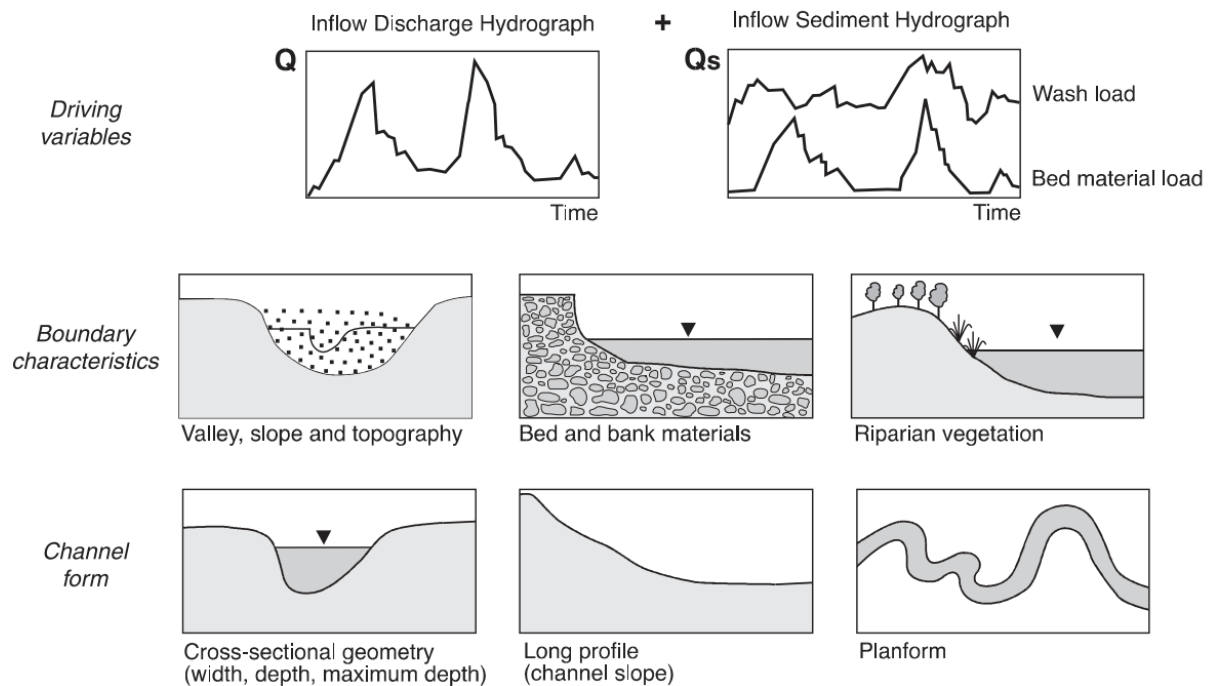


Figure 2.5. Variables de contrôle et conditions aux limites et variables de réponse en géomorphologie fluviale, (d'après Thorne, 1997 ; cité pour Newson 2002).

Nous avons donc distingué trois groupes de variables qui déterminent le fonctionnement du système fluvial du point de vue morphologique : **les variables de contrôle**, les **conditions aux limites** et les **variables de réponse**. Du point de vue spatial, le tronçon de rivière central va avoir à la fois des contrôles géomorphologiques d'amont et d'aval.

Les contrôles d'amont de bassin versant ou simplement variables de bassin versant, sont généralement des variables spatialement distribuées comme par exemple le **climat** (type de précipitation, durée et intensité) et la **géologie** (propriétés géotechniques, chimiques, etc. des roches et des sols), qui déterminent à la fois la topographie (relief et densité de drainage), les types de sols et le type naturel de **végétation**. Un autre contrôle, tout aussi important est celui des **activités humaines** (occupation des sols et ses pratiques de gestion du sol, aménagements hydroélectriques, entre autres interventions).

Les variables de bassin versant, sont celles qui définissent les variables de contrôle locales. La plupart des géomorphologues considèrent comme variables de contrôle locales ou de premier ordre les **régimes de débit** et **sédiments** (Werritty, 1997 ; Church, 2002 ; Grant, 2012a ; Buffington, 2012), comme le montre la figure 2.5. Cependant, certains auteurs donnent une importance au Débris Ligneux Grossiers (DLG) et les incorporent dans les variables de contrôle locales ou de bassin (par exemple, Buffington *et al.*, 2003 et 2012; Piégay et Gurnell, 1997). Certainement, les DLG seront importants comme facteurs de contrôle quand les cours d'eau auront une taille tels que les amas de troncs morts dans le lit empêcheront ou généreront les flux d'eau et de sédiment. Cela arrive plus fréquemment pour les cours d'eau où la puissance n'est pas suffisante pour bouger les débris et quand la taille de bois excède sa largeur, rendant difficile son transport.

Bien que de récentes recherches ont documenté le rôle de la végétation sur la morphologie de rivière et la réponse sur de multiples échelles spatiales et temporelles, de bois mort et la

végétation riveraine seront considérés comme des **facteurs de contrôle de deuxième ordre** par rapport aux régimes de débit liquide et de sédiment.

En ce qui concerne les **contrôles ou conditions aux limites aval**, on peut trouver deux types : i) les contrôles naturels, comme le substratum rocheux , le niveau de la mer (Lane, 1955), au lac, réservoirs, etc., qui sont aussi appelés niveaux de base et, ii) les contrôles imposés par les activités humaines, par exemple les structures posées au fond du lit (seuil dans le fond du lit) et les prélèvements de sédiments dans le lit mineur qui peuvent avoir des effets à l'amont du point sur lequel ils ont été placés, pouvant produire un processus d'érosion régressive (Kondolf, 1997).

Il existe aussi, des conditions aux limites latérales, qui consistent fondamentalement en la caractérisation physique et biologique des bords du tronçon de rivière. Comme conditions latérales du tronçon, on peut considérer la végétation et le type de matériau qui compose les berges et leur structure.

2.2.3 Régime hydrologique

Le régime hydrologique d'une rivière, appelé aussi **régime de débit**, caractérisé pour sa fréquence, intensité, périodicité, durée et variabilité de ses débits, est le résultat de nombreux processus hydrologiques qui dépendent en particulier du climat, des propriétés naturelles caractéristiques du ruissellement et des aménagements du bassin versant. Comme on l'a déjà mentionné, le régime de débit liquide est un facteur clé dans l'analyse des comportements de la dynamique fluviale, notamment de la morphologie, mais aussi de l'intégrité écologique.

Quand on parle de régime hydrologique, on parle à moyen ou à long terme. Comme les débits présentent une grande variabilité temporelle (spatiale aussi), le régime hydrologique est caractérisé par des descripteurs statistiques (valeurs moyennes, écart types, etc.). Pour décrire le comportement du régime de débit, les courbes de **durée** et de **fréquences** de débits sont habituellement utilisées, comme celle qui est présentée sur la figure 2.6. La durée de débit correspond à la quantité de temps (en pourcentage ou nombre de jours en un an) qu'une certaine valeur de débit est égalée ou excédée, la durée est représentée à travers une **courbe de débits classés**.

Dans ce travail, on s'intéresse à ce type de courbes qui décrivent le régime de débit, en particulier à la courbe des débits classés.

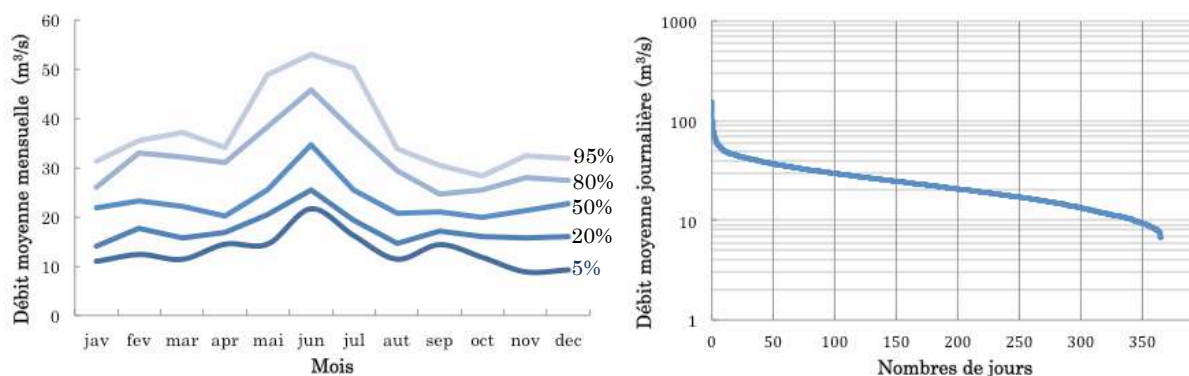


Figure 2.6. Courbes qui décrivent le régime hydrologique (de débits) pour la station Isère à Moûtiers. A gauche, une courbe de variations saisonnières (mensuelle), associées à différentes probabilités d’occurrences (5%, 20%, 50%, 80% et 95% entre 1981-2010) et à droite la courbe de débit classée journalière, pour la même station. Cette station est administrée par la DREAL Rhône-Alpes.

2.2.4 Processus physiques en versant : les sources sédimentaires externes

En général, les sédiments sont principalement transportés en **suspension** (argiles, limons et sables fins) dans la colonne d’eau par turbulence et la **charge de fond** (sables grossiers, graviers, galets et roches qui sont transportés par charriage). La charge de fond est un petit pourcentage de la charge totale, approximativement de l’ordre de 15% pour des rivières de montagne (Collins et Dunne, 1990). Malgré la relative moindre importance de la charge de fond par rapport à la charge totale, la disposition des sédiments de fond conditionne l’architecture sable-gravier de la morphologie des cours d’eau (Kondolf, 1997).

Dans ce travail on va s’intéresser à la charge de fond et son origine. Les sédiments grossiers, qui composent principalement le lit en rivières de montagne proviennent principalement du versant, ce que l’on appelle les **apports externes**. Selon la définition donnée par Malavoi et Bravard (2010), les apports externes sont ceux qui proviennent de l’extérieur du cours d’eau ou de sa plaine alluviale. Les apports externes plus importants pour les bassins de versant de montagne correspondent à la production primaire (sédiments grossiers qui arrivent presque directement aux cours d’eau, concept de **connectivité** vu dans la section 2.2.1.) comme c’est le cas pour les bassins versants de tête. Ces apports sont liés à l’érosion de moraines, cônes d’éboulis ou avalanches, glissements de terrain, apports de torrents de versant, colluvions, qu’en général on appelle mouvement de masse.

Les mouvements en masse font partie d’un continuum de processus d’érosion de sédiment entre l’effritement et le transport en rivière. Les particules de sédiments de différentes tailles, fines ou roches, descendent la pente par effet de la gravité et/ou par un autre agent de transport et sont éventuellement déplacés vers un site de dépôt comme l’aval. La définition de mouvements de masse est large et considère plusieurs mécanismes de déplacement du matériau. De tous les classements des mouvements en masse ce qui apparaît le plus clair correspond aux données pour l’*Highway Research Board Landslide Committee* HRBLC (1958), lequel considère quatre grands groupes : les chutes, glissements, écoulements et les complexes. La figure 2.7., montre un diagramme simplifié du classement de mouvement de masse réalisé par Leopold *et al.* (1964), basé dans les classements de l’HRBLC.

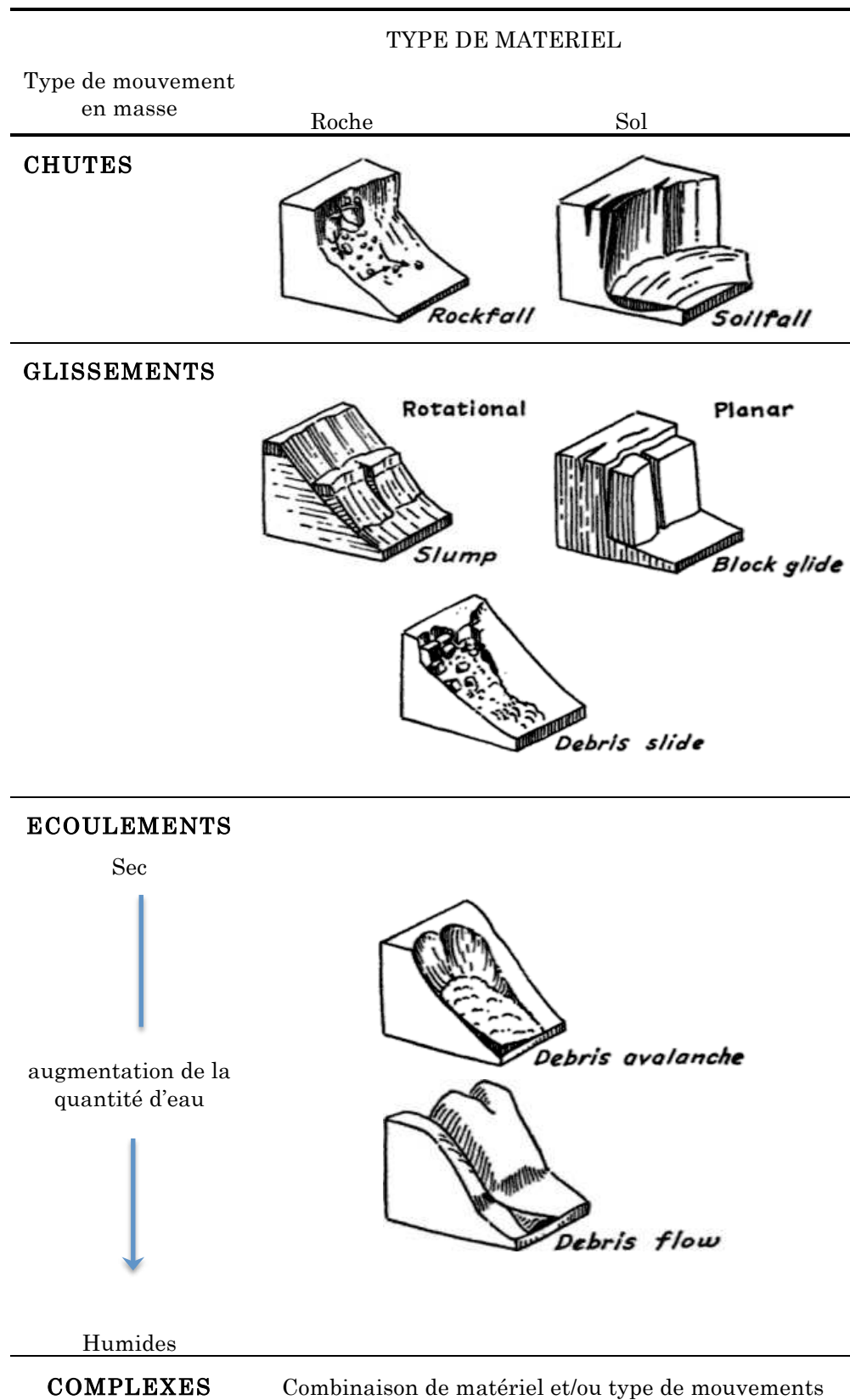


Figure 2.7. Diagramme simplifié des types de mouvement en masse (Leopold *et al.*, 1964, d'après HRBLC 1954)

Indépendamment de la typologie de mouvement de masse, on peut trouver quelques facteurs importants qui interviennent dans son activation, les plus importants d'entre eux sont les conditions de roches (état résistance mécanique), la pente du versant, la végétation (type, densité) et la climat (type de précipitation, intensité, amplitude thermique).

2.2.5 Transport solide : charriage et suspension

En termes simples, on considère que le transport de sédiments peut se faire sous deux formes : par charriage et en suspension. Mais, la terminologie utilisée en transport de sédiments peut-être quelquefois confuse (surtout dans la littérature en anglais), donc il sera important de présenter les définitions des termes les plus utilisés. On a pris ces définitions depuis le *handbook Stream Corridor Restoration : Principles, Processes, and Practices* (FISRWG, 2001).

- **Charge de sédiments** (*sediment load*), la quantité de sédiments qui passe par une section en travers d'une rivière pendant une période de temps donnée, habituellement un jour ou un an. **Débit solide** (*sediment discharge*), la masse ou volume de sédiment qui passe par une section en travers d'une rivière par une unité de temps. Typiquement, l'unité pour la charge de sédiments est en tonnes et pour le débit solide sont en tonnes par jour ou tonnes par seconde.
- **Charge lavée** (*wash load*), c'est une part du total de la charge de sédiments qui est composée par des particules plus fines que celles qui constituent le lit. Ces matériaux qui proviennent de l'amont n'interagissent pas avec le fond de la rivière ;
- **Charge en suspension du matériel du fond** (*suspended bed material load*), portion de la charge de matériel du fond du lit lequel est transporté en suspension dans la colonne d'eau. La charge en suspension du matériel du fond du lit et la charge de fond composent la **charge totale du fond**.
- **Charge de fond** (*bed load*), c'est la portion du total de la charge de sédiments qui se déplace sur ou proche du fond du lit par saltation, roulement ou charriage.
- **Débit solide en suspension ou charge en suspension** (*suspended sediment discharge* ou *suspended load*), portion de la charge totale de sédiments qui est transportée en suspension par fluctuations de la turbulence.
- **Charge de matériel du lit** (*bed-material load*), c'est la part de débit solide qui est composée par des particules de sédiments qui ont la même taille que celles qui composent le fond du lit (mais pas forcément dans les mêmes proportions).

Sur le tableau 2.1. on présente les différents termes qui viennent d’être précisés ici et qui seront classés selon le mécanisme de transport et la taille de particule.

On remarque que certaines de ces notions ne sont pas adaptées parce que le mode de transport et les mécanismes d’échange avec le fond dépendent des conditions hydrodynamiques et peuvent donc varier si ces conditions changent, de manière temporaire ou à la suite d’une modification du système fluvial.

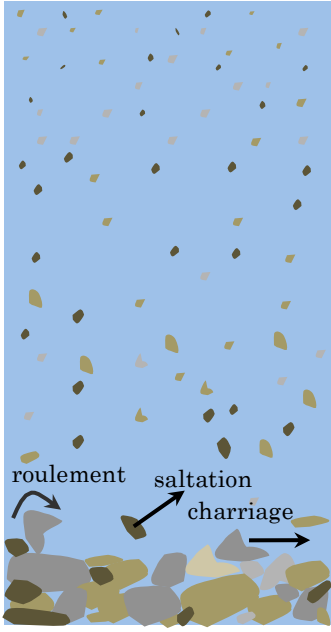
		Système de classification		
		Basé sur mécanisme de transport	Basé sur taille de particules	
Charge totale de sédiments	Charge lavée	Charge en suspension	Charge lavée	
	Charge en suspension du matériel du fond		Charge de matériel du lit	
	Charge de fond	Charge de fond		

Tableau 2.1. Composition de la charge totale de sédiment dans les cours d’eau classifiée par les mécanismes de transport et la taille de particules (modifié d’après FISRWG, 2001)

On s’intéresse ici principalement aux mécanismes de transport par charriage, donc la charge de fond et les sédiments grossiers parce que ce transport est celui qui est prépondérant dans la construction morphologique du lit de la rivière dans les applications visées.

La variable caractéristique à prendre en compte pour évaluer la capacité de transport de fond est la contrainte de cisaillement près du lit de la rivière. Le seuil de mobilisation de la charge de fond ou le seuil de début de mouvement ou de transport du fond correspond à une valeur minimale de cette contrainte ; elle est associée à un débit critique qui correspond à l’initiation du mouvement des particules du fond que l’on considère. Dans des conditions topographiques identiques, cette valeur seuil et ce débit critique de début de transport seront plus grands si la taille des sédiments considérés est plus importante. La littérature est importante sur ce sujet, voir par exemple Bettess (1984), Grant (1997), Recking (2009 ; 2013), Ferro et Porto (2012).

Les modèles, ou plus spécifiquement les équations de transport de sédiments, utilisent un seuil début de transport associé à une contrainte ou tension de cisaillements, ou une force

tractrice avec le dénominateur critique. Cette contrainte dépend principalement du diamètre de la particule (en rivières cela dépend aussi de macroformes ou macrorugosités). Les valeurs de forces tractrices critiques nécessaires pour la mise en mouvement d'une particule de diamètre donnée ont été basées sur des expériences de laboratoire (Lane, 1953) et en rivières (Leopold *et al.*, 1964 ; Wilcock, 1967 ; Carling, 1983).

Les équations adimensionnelles de transport par charriage du type: $q_s^* = \alpha(\tau^* - \tau_c^*)^\beta$, utilisent une contrainte de cisaillement adimensionnelle, laquelle a été proposée par Shields (1936). Le Nombre ou Contrainte Critique Adimensionnelle de Shields τ_c^* est obtenu à partir du ratio entre les forces motrices (contrainte de cisaillement du fond τ exercée par la surface de la particule) et les forces stabilisatrices (le poids de la particule) : $\tau^* = \frac{\tau}{g(\rho_s - \rho)d}$

Dans les équations ultérieures : q_s^* est la charge du fond adimensionnelle par unité de largeur laquelle est appelée comme le Nombre ou Contrainte Adimensionnelle d'Einstein, le coefficient de proportionnalité α et l'exposant β dépendent du type de sédiment et l'équation de transport utilisée (Du Boys, 1879 ; Meyer-Peter et Muller, 1948 ; Engelund et Hansen, 1967 ; Ackers et White, 1973 ; Parker, 1979 ; Van Rijn, 1984 ; et Recking *et al.*, 2008), g est l'accélération de gravité, d est le diamètre caractéristique du sédiment et, ρ_s et ρ sont respectivement la densité de sédiment et la densité de l'eau.

Pour obtenir la valeur de τ_c^* , Shields (1936) a proposé le graphique reproduit sur la figure 2.8., où la valeur de τ_c^* est fonction du Nombre de Reynolds Particulaire Re^* . La contrainte de cisaillement du fond τ^* est aussi difficile de quantifier. En général, en modélisation de transport solide, τ^* est calculé par l'intermédiaire des équations de l'hydraulique à surface libre. Donc, si $\tau^* > \tau_c^*$ il y aura transport du fond, il n'y aura pas dans le cas contraire.

La théorie sur le transport de sédiment que l'on a présentée dans cette section fait partie des relations et équations classiques pour la modélisation de la charge de fond. Elles vont être utilisées dans le cadre de ce travail, pour la modélisation de l'évolution de la morphologie et elles seront abordées plus profondément dans les chapitres 3 et 4.

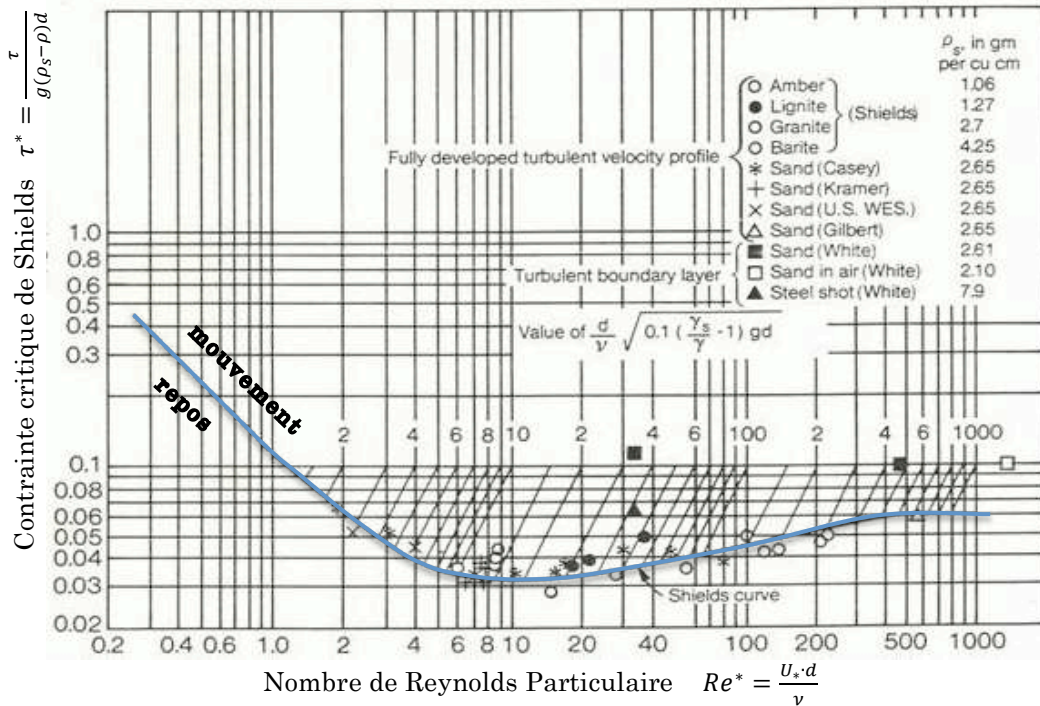


Figure 2.8. Diagramme de Shields pour le début du transport de sédiment. (d'après Vanoni 1975)

2.2.6 Condition de berge : mobilité latérale

Sur la figure 2.5, on peut noter qu'une des variables qui gouvernent la morphologie fluviale correspond aux conditions de berges, laquelle a été identifiée par Thorne (1997) comme une condition aux limites à l'intérieur d'un tronçon de rivière. Dans la littérature sur la morphologie fluviale française, la condition de mobilité latérale est connue comme l'espace de liberté, espace de mobilité, espace de divagation ou bande active (Amoros *et al.*, 1987 ; Bazin et Gautier, 1996 ; Malavoi et Bravard, 2010). Ce degré de liberté permet à la rivière de s'ajuster latéralement en réponse aux altérations sur les variables de contrôle. Rinaldi *et al.* (2011), dans le Guide pour l'évaluation de la condition morphologique des cours d'eau à travers l'Indicateur de Qualité Morphologique (IQM), proposent comme critères de segmentation pour le classement de la morphologie de rivières deux indicateurs basés sur la mobilité latérale : le degré de confinement et l'indice de confinement. Dans la littérature anglo-saxonne, la mobilité latérale est définie habituellement comme la stabilisation latérale du lit, laquelle est évaluée à travers des indicateurs physiques et biologiques, comme la dynamique de la nappe pendant des crues (fluctuations de son niveau), la pente de berges, le type de matériau qui compose le substrat (et ses propriétés de cohésion), la variation de la densité de racines, la longueur des racines par unité de longueur et le ratio entre la largeur et la profondeur d'une section en travers.

À l'échelle spatiale du bassin versant et en considérant des tronçons homogènes de rivières, il n'est pas pertinent de spécifier et de caractériser les paramètres et processus qui décrivent la stabilité ou la mobilité latérales. On utilise alors d'autres critères en distinguant les tronçons de rivière confinés : colluvial, endiguées, avec enrochements, ou et les critères dont la divagation est libre. On trouvera, pour ce critère, différents indicateurs comme par exemple l'espace de liberté maximal, EMAX (Snijders *et al.*, 2006).

2.3 Processus fluviaux dans le lit mineur : Morpho-dynamique fluviale

Comme on a déjà mentionné, les caractéristiques morphologiques des cours d'eau dépendent directement des régimes de débits liquides et solides (les deux variables de contrôle majeures) et des conditions latérales (internes) du chenal (figure 2.5.). Les possibles changements morphologiques vont dépendre de l'intensité et de la durée des altérations naturelles ou humaines d'une de ces variables de contrôle, ou des deux à la fois, et du type de système fluvial qui déterminera sa « sensibilité ».

On définit ici les concepts de la littérature décrivant l'équilibre et sa rupture. Une grande partie de ces concepts vient de l'école de morphologie fluviale américaine et de divers domaines de connaissance (principalement géographie physique, ingénierie hydraulique et géologie).

2.3.1 Équilibre dynamique

Le premier concept est celui de **grade** que l'on traduira par équilibre morphologique. Selon Morisawa (1968), le premier morphologue à utiliser le terme *graded stream* a été Gilbert (1887), mais Davis (1902) a étendu le concept en l'adaptant à sa théorie du cycle d'érosion. Le concept *graded stream* a été formalisé postérieurement par Kesseli (1941) comme une rivière dans laquelle il y a un équilibre entre l'énergie et la charge et pour Mackin (1948) comme un bilan nul à long terme entre érosion et dépôt. À partir de ce concept d'équilibre ont été dérivés deux autres concepts de déséquilibre. **Dégradation** (*degrading*) correspond au processus par

lequel la côte du fond du lit diminue par l'érosion. **Aggradation** (*aggrading*) ou **exhaussement**, opposé à la dégradation, est l'accumulation de sédiments dans le lit, donc, l'aggradation survient lorsque l'apport de sédiments excède les capacités de transport.

Un terme utilisé fréquemment en Europe et par quelques géologues américains est : rivière **en régime** (*in regime* ou *in regimen*), laquelle est en **équilibre** entre l'érosion et le dépôt. Ce terme a été plus utilisé par les ingénieurs hydrauliques que par les géomorphologues. Les ingénieurs disent qu'un cours d'eau est en régime quand il ajuste sa pente et/ou sa section en travers dans le but de maintenir un canal stable. Le concept de rivière en régime ou lit en régime a été discuté par Hey (1997) et il l'a défini comme un cours d'eau qui permet une certaine érosion et dépôt, mais aucun changement net de dimension, forme en plan et profil pendant une période de plusieurs années.

Certains géologues ont remis en question le fait qu'un cours d'eau peut toujours atteindre un réel **équilibre** entre la charge et la capacité de transport. À la place, il a été suggéré (selon Morisawa, 1968) par Wolman et d'autres qu'une rivière atteint un **quasi-équilibre** ou **équilibre dynamique** qui est un équilibre fluctuant ou changeant. Postérieurement, Strahler (1957) et Hack (1975) ont utilisé le terme équilibre dynamique en faisant référence à l'état d'un système ouvert dans lequel il y a une entrée et une sortie continue de flux de matériels, de telle façon que le système reste inchangé.

Le dernier concept, qui garde une relation avec les précédents, est la **stabilité** du lit *stream channel stability*. Rosgen (1996) a défini un lit stable comme la capacité d'un cours d'eau, dans le temps, avec la condition du climat présent, de transporter le sédiment et les flux d'eau produits par son bassin versant de telle sorte que le lit conserve ses dimensions, forme en plan et profil sans s'exhausser ni se dégrader. La définition de stabilité du lit donnée par Rosgen (1996) et sa méthode pour l'évaluation de la stabilité du lit (Rosgen, 2001) n'a pas été libre de critiques, notamment dans un article de Simon *et al.*, 2007 qui fait un rappel aux principes de base en géomorphologie.

Les différences entre une rivière **graded**, **en régime**, **quasi-équilibre**, **équilibre dynamique** ou **stable**, semble être une question de sémantique. Pour ce travail, on va utiliser les termes équilibre dynamique ou simplement équilibre de manière indifférente, dans le sens suivant. Un tronçon de rivière sera en équilibre en l'absence d'une altération de ses variables de contrôle, c'est-à-dire quand les apports sédimentaires qui proviennent de l'amont sont équivalents à sa capacité de transport de manière intégrée sur une période de temps de plusieurs années. Cela implique que, malgré de possibles variations à une échelle de temps interannuelle de la géométrie (pente locale et profil en travers) et de la taille de sédiments, ces variations **à long terme** ne sont pas significatives.

2.3.2 Débit morphogène

En terme de morphologie fluviale, le régime des débits liquides peut-il être défini de manière simple ? Selon nos jugements, fondés sur les évidences trouvées en la littérature, il y a deux débits importants, en considérant toujours le transport par charriage (ou de fond) : le débit qui initie le mouvement du sédiment du fond du lit appelé **débit critique** Q_{cr} et le débit responsable de la forme du lit, appelé **débit morphogène** Q_{mph} (*channel-forming discharge* ou *dominant discharge*). Dans la pratique ces deux concepts de débit, ne sont pas faciles à déterminer (Darby et Van de Weil, 2003 d'après Pickup et Warner, 1976).

Le **débit critique** dépend du diamètre du sédiment considéré comme représentatif et de la pente locale du fond du lit (voir le chapitre 2, section 2.2.4.). Certains des diamètres utilisés

dans l'estimation du transport de sédiments correspondent à différents quantiles : d_{16} , d_{35} , d_{50} , d_{65} ou d_{84} (Depeweg et Méndez, 2007). Mais, le plus fréquemment utilisé est le diamètre médian d_{50} et celui qui est proposé plus récemment par Recking (2009, 2013) le d_{84} . Il est évident que la sélection d'un diamètre représentatif pour la détermination du débit critique, dépendra des caractéristiques de la distribution granulométrique. Du point de vue pratique et théorique, on trouve deux inconvénients pour son utilisation. Le premier est lié à la disponibilité de données de granulométrie pour l'application à l'échelle du bassin versant. Le deuxième, bien que Q_{cr} est important parce qu'il détermine l'activation du transport, il n'explique pas la forme du cours d'eau, donc il n'aura pas une signification physique pour la compréhension de la morphologie du chenal, dans ce sens, son utilisation ne nous semble pas pertinente pour notre cas.

Le concept de **débit morphogène** (Q_{mph}) ou **dominant** en géomorphologie fluviale est un peu flou. Dans la littérature on peut trouver des définitions associées aux différents travaux. Ignis (1947) a indiqué que « le **débit dominant** est le débit qui contrôle la longueur et l'amplitude de méandres. Il semble être légèrement plus grand que celui qui est associé à la **profondeur de plein bords** ». Schffernak (1950) a introduit l'expression de « **débit de génération du lit** (*bed generative discharge*) » défini comme le débit qui transporte le plus grand volume de matériel grossier. Blench (1952) caractérise le débit dominant comme celui qui est égalé ou excédé les cinquante pour cent du temps. Wolman et Miller (1960) ont défini une procédure de calcul pour déterminer le débit qui fait le plus de travail morphogène par rapport à sa fréquence, ils l'ont appelé « **débit effectif** ». Wolman et Miller ont conclu que « la magnitude du débit effectif est considérablement inférieure à la profondeur associée au **débit de plein bords** ». Leopold *et al.* (1964) ont établi que « le débit effectif peut souvent être proche du débit de plein bords. Dans de nombreuses rivières le débit de plein bord a une période de récurrence d'environ 1,5 ans ». Carlston (1965) a conclu que le débit dominant, lequel contrôle la longueur d'onde des méandres, correspond à une gamme de valeur de débit, lesquelles sont associées à des valeurs de niveau d'élévation probablement plus bas que celui du lit mineur, entre la moyenne du mois du maximum débit et le module. Dunne et Leopold (1978) ont défini le **débit de maintenance** du lit mineur comme le débit plus effectif pour mobiliser les sédiments (du fond du lit), création ou suppression de bancs, formation ou changement de virages et méandres, et généralement faire le travail qui conduit aux caractéristiques morphologiques moyennes du lit (cité par Biedenhern *et al.*, 2008).

En résumé, le débit dominant est le débit (en régime permanent) qui produit le même résultat (en termes de dimensions moyennes du lit) que l'actuelle gamme de débits. Le style fluvial et les dimensions du lit des rivières alluviales sont ajustés à une grande gamme de valeur de débits qui entraînent, transportent et déposent des sédiments (Lane, 1955 ; cité par Biedenhern *et al.*, 2008). Ce concept qui considère qu'un unique débit peut produire la même largeur, profondeur, rugosité, pente et style, est une grande simplification ou du moins a une signification que l'on peut remettre en question (Garde et Ranga-Raju, 2000). Cependant, le débit morphogène est un concept très utile et opérationnel pour la gestion de rivières, en fait, son estimation est considérée comme la « pierre angulaire » pour la restauration de rivières (Doyle *et al.*, 2007).

Le débit morphogène ou dominant est un concept géomorphologique et ce n'est pas un paramètre mesurable en soi. On retiendra trois définitions, basées sur l'application de techniques géomorphologiques et hydrologiques: i) **débit de plein bords**; ii) **débit effectif** et ; iii) **débit pour une période de récurrence** spécifique (Soar et Thorne, 2001; Doyle *et*

al, 2007; Biedenharn *et al.*, 2008). Ci-dessous, étant basé sur FISRWG (2001), on explique chacune de ces approches.

- i) **Débit de plein bord** (*bankfull discharge*). C'est le débit qui remplit un lit mineur alluvial stable jusqu'à l'altitude de la plaine inondable active (*active floodplain*). Ce débit est considéré comme ayant une signification morphologique, car il représente le point d'arrêt entre les processus de formation d'un chenal et de la formation des plaines inondables. Dans des lits alluviaux stables, la valeur de débit de plein bords est très proche du débit effectif et donc au débit morphogène. Le niveau de plein bord (*bankfull stage*) peut être identifié sur le terrain (voir USDA 1995 et 2003) ou par une courbe de tarage (Biedenharn *et al.*, 2000), à travers l'indentification du point d'inflexion de la pente. Selon les analyses de Navratil *et al.*, 2006, les méthodes d'estimation du niveau de plein bord et du débit associé donnent de résultats qui sont fréquemment divergents.
- ii) **Débit effectif**. Il est défini comme le débit qui transporte la plus grande fraction de la charge solide au cours d'une période de plusieurs années (Andrews, 1980). Il est obtenu par une procédure de calcul qui demande une longue chronologie de mesures de flux d'eau et de sédiments. Le débit effectif peut être calculé pour des rivières en équilibre ou en évolution (pendant l'état de régime transitoire, voir figure 4.2.). Selon la procédure décrite par Wolman et Miller (1960) le débit effectif, donc le débit morphogène est fonction de la magnitude des événements de crue et sa fréquence d'occurrence associée (on développera ce sujet dans le chapitre suivant).
- iii) **Débit associé à une période de retour**. Pour éviter certains des problèmes liés à la détermination de la hauteur de plein bord sur le terrain, il est souvent supposé que le débit morphogène est représenté par l'intervalle de récurrence moyen d'un débit spécifique. Certains chercheurs considèrent que ce débit représentatif est équivalent au débit de plein bord. Une gamme de période de retour a été associée au débit morphogène par différents auteurs, une discussion complète est abordée par FISRWG, (2001) et Biedemharn (2008). Malavoi et Souchon (1992) indiquent : « Les auteurs sont à peu près d'accord pour considérer le débit journalier de crue de fréquence 1,5 ou 2 ans comme **débit morphogène**, c'est-à-dire celui qui donnera au cours d'eau sa morphométrie **climacique**¹, en terme d'évacuation optimale et avec un minimum d'énergie des débits liquides et solides, et qui lui permettra d'atteindre ou d'approcher un état d'équilibre dynamique. Ce débit correspond généralement au débit d'écoulement à pleins bords ». Le tableau 2.2 montre un résumé des différentes fréquences associées au débit morphogène.

¹ Climacique: Qui concerne le climax, donc un état durable d'équilibre

Fréquences d'occurrence (ans)	Auteurs
1 - 5	Wolman et Leopold (1957)
1,5	Leopold <i>et al.</i> , (1964) ; Hey (1975) ; Leopold (1994)
1,58	Dury (1973, 1976) ; Riley (1979)
1,02 - 2,69	Woodyer (1968)
1,01 - 32	Williams (1978)
1,18 - 3,26	Andrews (1980)
1 - 10	USACE (1994)
2	Bray (1973, 1982)
1,6	Emmett et Wolman (2001)
1,5 - 3	Lenzi <i>et al.</i> (2006) ²
0,7 - 3	Petit et Pauquet (1996)

Tableau 2.2 Fréquences associées au débit de plein bords, (complété à partir de Soar, 2001)

2.3.3 Rupture d'équilibre

Du point de vue de la morphologie fluviale, les cours d'eau activent des systèmes d'autorégulation, tout changement sur les facteurs de contrôle provoquera un déplacement dans une direction qui aura tendance à absorber l'effet du changement. En théorie on a deux types de réponses du système fluvial à la suite d'une altération, qui vont dépendre de l'intensité de l'altération et du type de rivière. Le premier type de réponse correspond à une réponse peu marquée qui est une **adaptation sans changement de style** (en anglais *accommodation*) comme partie de son inhérente variabilité. La deuxième réponse est un changement extrême des caractéristiques morphologiques de la rivière qui dans la littérature est appelée une **métamorphose fluviale** (Piégay & Schumm, 2003) et est définie par Schumm (1969) comme « la transformation presque complète de la morphologie des cours d'eau », à la suite d'une altération naturelle ou introduite par l'homme (Wohl, 2012). Pour avoir une métamorphose fluviale il faut dépasser un **seuil morphologique**.

c) Seuils morphologiques.

Schumm (1973) a introduit pour la première fois le concept de seuil morphologique. Il a fait la distinction entre un **seuil extrinsèque** et **intrinsèque**. Les définitions et les exemples que l'on cite ci-après ont été présentées par Werritty (1997) et sont basés sur les travaux originaux de Schumm (1980).

Seuil extrinsèque : Quand le seuil est dépassé, à la suite de l'application d'un forçage ou d'un processus externe au système, on parle de seuil extrinsèque. C'est ce qui interviendra en particulier dans le cas de changements de l'utilisation du sol, de variations du niveau base, ou de la construction d'aménagements fluviaux.

² Gamme de débits qui sont associés au débit effectif, responsable de la maintenance du lit

Seuil intrinsèque : Le dépassement d'un seuil intrinsèque a lieu quand le changement se produit sans l'altération d'une variable externe du système. Des exemples du dépassement d'un seuil intrinsèque peuvent être la coupure naturelle de méandres et l'avulsion du lit.

Champpell (1983) a fait une autre distinction aux seuils morphologiques de caractère temporel, il a distingué le **seuil transitif** et **intransitif**. Si le nouvel état est persistant (transitif) ou si il a une durée courte et réversible (intransitif).

Indépendamment du type de seuil morphologique (origine du forçage, la durée de l'état et sa réversibilité), dans ce travail on s'intéresse aux altérations externes au système (aménagement hydroélectrique) qui sont de caractère permanent à l'échelle de temps que l'on va définir plus tard.

Ces définitions sont utilisées dans le paragraphe suivant.

2.3.4 Cinétique d'évolution suivie d'une altération des facteurs de contrôle.

La réponse de la morphologie d'un cours d'eau suivie d'une altération de ses facteurs de contrôle et sa dimension temporelle sont abordées ici. Plusieurs auteurs ont utilisé l'hypothèse de la condition d'équilibre pour prédire l'évolution des caractéristiques morphologiques des cours d'eau (Buffington, 2012). Gregory (2006) et Gregory et Downs (2008) ont repris les idées de Schumm, 1979 (d'après Chorley et Kennedy, 1971) et Graf (1977) pour expliquer la cinétique de la réponse de différentes variables morphologiques (sinuosité, pente, section en travers, etc.) suivie d'une altération (*disruption*), comme cela est schématisé sur la figure 2.9.

Les séquences de la figure 2.9. sont les suivantes: (1) Avant la perturbation, le système présente un état d'équilibre . (2) Après la perturbation (naturelle ou d'origine anthropique) il y a une période de temps nommée **temps de réponse**, pendant laquelle le système fluvial est en **état transitoire**. Le temps de réponse est composé par une **période de réaction** et une **période de relaxation**, et finalement le système évolue jusqu'à atteindre (3) **un nouvel état d'équilibre**.

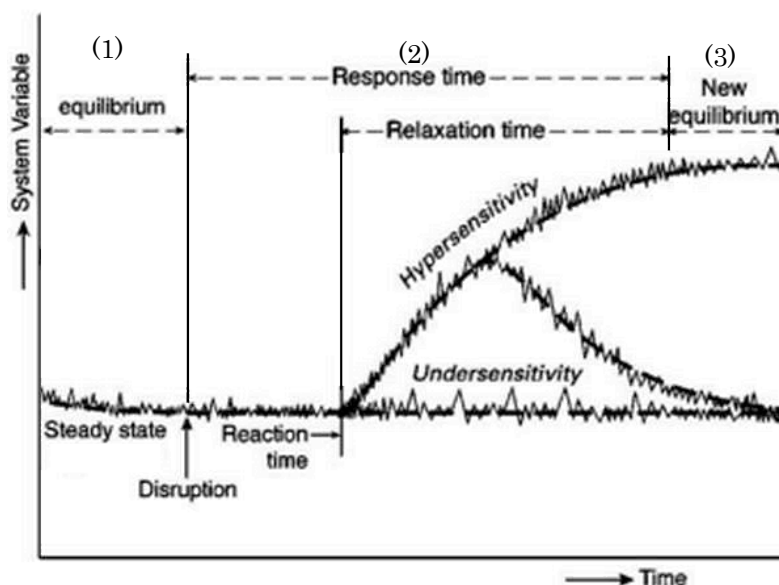


Figure 2.9. Schématisation de l'évolution temporelle de la morphologie d'un cours d'eau suivie d'une altération (modifié d'après Gregory et Downs, 2008).

Un nouveau concept que fait apparaître la figure 2.9. et qui est lié au type d'évolution ou comportement (sa réaction) de la morphologie de la rivière, c'est le terme que **sensibilité** (*sensitivity*). La sensibilité a été définie par Schumm (1991) comme « la propension de la réponse d'un système à un changement externe ». Si le système est sensible et l'altération a une intensité qui dépasse un **seuil morphologique**, il va répondre à l'influence externe. Dans le cas où le système n'est pas sensible, il ne répondra pas et la réponse sera seulement une **adaptation sans changement de style**.

La sensibilité du système est associée à l'activité géodynamique de la rivière et de ses affluents (transit sédimentaire et capacité de transport liés aux apports externes de sédiments et à l'hydrologie, mais aussi aux conditions latérales, c'est-à-dire l'état de la végétation riveraine et l'érodabilité des berges). Si les processus géodynamiques sont intenses, la capacité de résistance du cours d'eau aux altérations anthropiques, et aussi sa capacité de récupération (Malavoi et Bravard, 2010). Sur la figure 2.9., on décrit deux comportements pour une altération de la même intensité : a) le comportement du système **hypersensible** correspond à celui où les processus géodynamiques ne sont pas intenses, donc la réactivité du lit est élevée et une **métamorphose fluviale** pourrait se produire. b) à l'inverse, le comportement du système **insensible** (ou plutôt moins sensible) correspond à celui pour lesquels les processus géodynamiques sont intenses. Si dans ce dernier cas, il y a des changements, ils seront de caractère transitoires (pas durables) et on atteindra une **adaptation** ou une réponse **passive**.

En résumé de la figure 2.9. on peut dire qu'à l'échelle d'un tronçon de rivière la réponse à une perturbation peut être conceptualisée comme une **trajectoire**, depuis un état d'équilibre vers un nouvel état d'équilibre, en passant pour un état transitoire. Le concept de l'évolution de la morphologie du lit comme une trajectoire a été utilisé par plusieurs auteurs (Phillips, 1996 ; Grant, 2003 ; Petts et Gurnell, 2005 ; Grand, 2010, Ziliani et Surian, 2012).

Selon Petts et Gurnell (2005), une des principales directions de la recherche sur les impacts des barrages sur la morphologie fluviale devrait se concentrer sur la modélisation des périodes transitoires. Les efforts futurs devraient être mis sur la détermination de la durée de cette période.

Dans le cas de barrages, Graf (1977) a proposé que les ajustements du chenal suivent une loi exponentielle décroissante en fonction du temps, avec une réponse initiale rapide et significative suivie d'ajustements continus moins importants vers un nouvel équilibre. Une description similaire a été décrite par Brandt (2000) : « *le taux des changements va être plus significatif immédiatement après l'altération, et postérieurement seront plus petits. La durée de la période d'ajustement de la géomorphologie peut être expliquée de la même façon que les chimistes décrivent la décroissance des isotopes radioactifs* », c'est-à-dire elle suit une loi exponentielle décroissante. L'évolution des ajustements de variables de réponse a été montré à travers des mesures effectuées sur 12 rivières après la construction de barrages, pour la dégradation du lit à l'aval de l'ouvrage de retenue. La figure 2.10 montre les résultats publiés par Williams et Wolman (1984).

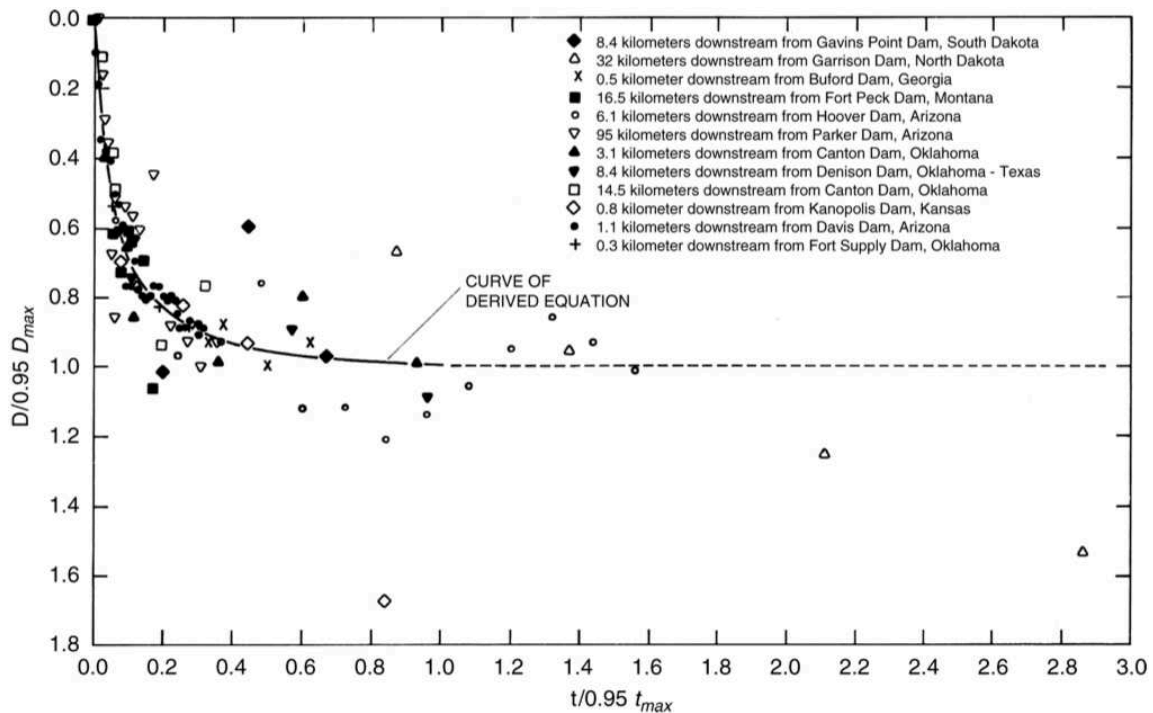


Figure 2.10. Évolution de la dégradation du lit à la suite de la construction du barrage (Grant 2012a d'après Williams et Wolman, 1984). L'axe des abscisses représente le temps (t) normalisé par 95% du temps maximum (95%t_{max}) sur lequel le phénomène de dégradation/aggradation est stabilisé (le lit finalement a atteint son nouvel état d'équilibre) et l'axe des ordonnées représente la profondeur de la dégradation (D) normalisée par la profondeur maximale (D_{max})

De la même manière que pour le cas de la durée de demi-vie (t₅₀) des isotopes ou pesticides, Vries (1975) a proposé une relation empirique pour le calcul du temps nécessaire pour réaliser 50% de l'ajustement attendu. Church (1995) a utilisé cette relation sur deux rivières en Colombie Britannique. Le résultat a été de l'ordre de t₅₀=5000 ans, cependant les observations ont indiqué que : a) les changements se sont produits principalement pendant la première décennie, b) la création d'une nouvelle plaine inondable avec l'établissement définitif de végétation s'est produite pendant le premier siècle et finalement c) la pente du profil en long et le style fluvial ont atteint l'équilibre avec une durée de l'ordre du millénaire.

Pour avoir une approche vers la détermination de la durée de la période transitoire, il faudra considérer les variations spatio-temporelles de chacune des variables de réponses (voir figure 2.5.). Les rivières peuvent présenter une large gamme de réponses aux altérations des régimes sédimentaires et de débit, à la fois sur l'échelle temporelle et sur l'échelle spatiale. Considérant cela et se basant sur le travail de Knighton (1984), Buffington (2012) a proposé une liste, organisée en fonction de la continuité spatio-temporelle, des ajustements des variables de réponse, celle-ci est résumée sur la figure 2.11.

Dans le temps, on observe successivement des changements de :

- a) la taille des grains : grains individuels ou changement textural localisé,
- b) les formes du fond : depuis les microformes (*par exemple* rides, nappe de charriage), jusqu'aux macroformes ou sous-tronçons (*par exemple* seuil, mouille, rapide, banc)
- c) la largeur et profondeur : variations de la géométrie moyenne du chenal, depuis la section en travers jusqu'au sous-tronçon,
- d) la pente du profil en long : changement à l'échelle de tronçon (par exemple aggradation/incision ou changements de la sinuosité)

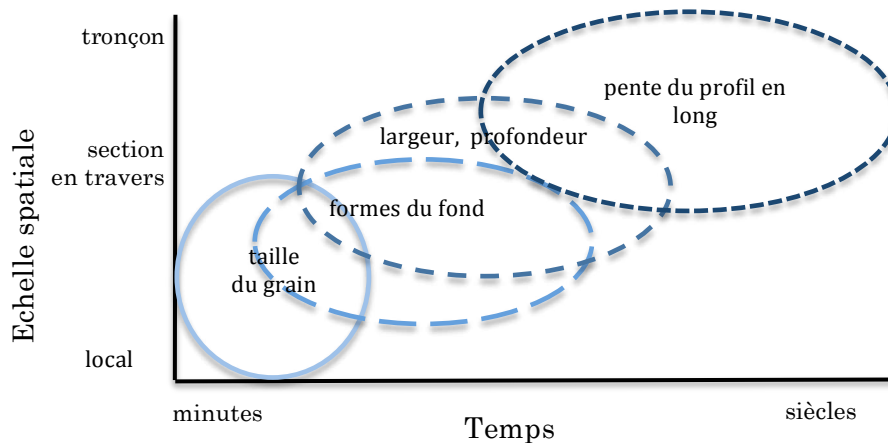


Figure 2.11. Échelles spatiales et temporelles de variables de réponse ou d'ajustements des lits alluviaux (d'après Knighton 1984, adapté par Buffington 2012).

Buffington (2012) a indiqué que la durée de la période de relaxation dépend du **contexte local du chenal** (c'est-à-dire de la capacité de transport par rapport aux apports sédimentaires, de l'érodabilité des berges et du confinement du canal) et de l'**intensité des altérations** (dans le cas des altérations produites par génération d'énergie hydroélectrique, cette intensité va dépendre du type d'aménagement hydroélectrique et son mode de gestion).

En considérant les processus physiques dans les cours d'eau tels que, par exemple, le déplacement de la charge du fond et le temps nécessaire pour changer la pente d'un tronçon de rivière, on prendra en compte, dans ce travail, les échelles temporelles de l'ordre d'années ou de décennies.

2.4 Les aménagements et travaux en rivières, et leurs impacts sur la morphologie fluviale.

Comme on a indiqué plus tôt, l'évolution de la morphologie des cours d'eau suivie d'une altération, dépend en grande partie de l'intensité de l'altération sur les variables de contrôle. En ce sens, l'intensité de l'altération est, dans une certaine mesure, fonction du type d'intervention. Par la suite, on présentera les caractéristiques générales des différents aménagements et travaux en rivières et leurs effets sur la morphologie fluviale. Cette

recherche s'intéresse en premier lieu aux aménagements hydroélectriques, les autres aménagements et travaux en rivières seront mentionnés sommairement.

On présente les différentes typologies d'aménagements hydroélectriques et on précise les différentes façons de perturber les variables de contrôle.

2.4.1 Aménagements hydroélectriques

Basé sur le travail de Petts (1984) et Jorde et Bratrich (2008), Burke *et al.* (2009) ont proposé une liste hiérarchique des impacts des barrages, considérant les composantes physiques, biologiques et chimiques du système fluvial. Ils ont établi une classification de quatre ordres (originellement Petts, 1984 avait hiérarchisé seulement trois groupes).

Les impacts de **premier ordre** correspondent à des modifications dans les variables fondamentales du système fluvial : hydrologie, qualité des eaux et apports sédimentaires. Les changements dans l'hydrologie et l'apport sédimentaire génèrent des impacts de **second ordre**, altérant l'hydraulique, le transport des sédiments, et en conséquence la morphologie du lit mineur et sa plaine d'inondation. Les impacts de **troisième ordre** générés par la combinaison des premiers et seconds ordres, altèrent les fonctions biologiques de l'écosystème aquatique, au moyen direct ou indirect. Finalement, les impacts de **quatrième ordre**, sont une rétroaction entre les processus physiques et les réponses biologiques. La hiérarchisation des impacts de l'opération de barrage proposée par Burke *et al.*, 2009 est présentée sur la figure 2.12. dans laquelle on a souligné (cadre renforcé) les composants qui ont une relation avec les impacts sur la morphologie fluviale, en bleu les compartiments concernant ce travail.

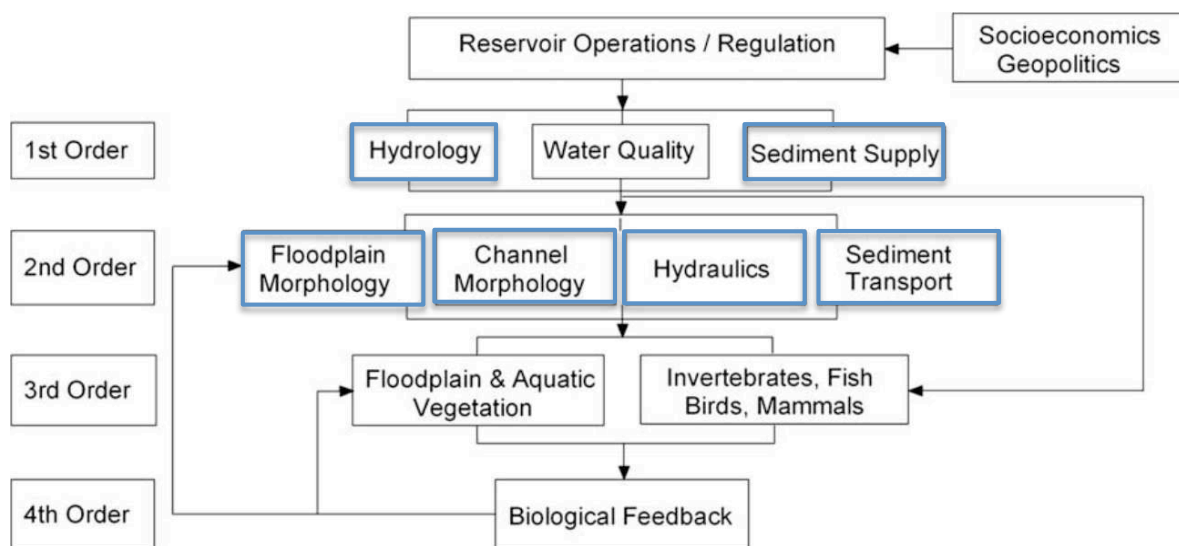


Figure 2.12. Hiérarchie des impacts physiques, chimiques et biologiques causés par l'opération de barrage. (Burke *et al.*, 2009 d'après Jorde and Bratrich, 2008 et Petts, 1984). Un cadre renforcé souligne les composants qui ont un impact sur la morphologie fluviale.

Les schémas d'aménagements hydroélectriques sont dépendants de la configuration locale, principalement de la topographie et de la géologie (type de roche de fondation, vulnérabilité

sismique, stabilité des terrains). La classification la plus simple considère trois type d'aménagements : **a) par dérivation**, **b) par retenue** (avec réservoirs) et **c) mixte**, avec barrage et dérivation. Voir figures 2.13 à 2.16.

a) Aménagements par dérivation : ce type de schéma considère un barrage de faible hauteur appelé barrage de dérivation. A travers une prise d'eau, l'eau est conduite par un canal d'amenée de faible pente (pour ne pas perdre de l'énergie potentielle gravitationnelle). L'eau est conduite jusque vers des conduites forcées (ou l'énergie potentielle gravitationnelle est transformée en énergie cinétique) et finalement aux turbines localisées dans l'usine. Après avoir été turbinée, l'eau est évacuée vers une rivière (habituellement le même cours d'eau d'où elle a été dérivée) à travers un canal de fuite ou canal de restitution.

b) Aménagements par retenue : dans ce schéma, le cours d'eau est bloqué par un barrage plus important que celui du cas (a), appelé barrage d'exhaussement, en vue d'augmenter la charge utile. L'eau pénètre dans des tours de prises d'eau adossées au barrage et est amené par un tunnel jusque l'usine au pied de barrage où sont les turbines. Finalement le débit turbiné est restitué dans la même rivière à l'aval immédiat du barrage, le plus souvent par l'intermédiaire d'une retenue de compensation qui permet de réguler les débits turbinés (démodulation).

c) Aménagements mixtes : Le barrage qui comporte des capacités de stockage est équipé d'un ouvrage de captage (un canal ou un tunnel) qui permet la dérivation du débit à turbiner jusqu'à la centrale. On installe dans certains cas une usine au pied de barrage (usine brise-charge) qui utilise l'eau de la retenue avant la dérivation. Une variante relativement récente est la Station de Transfert d'Énergie par Pompage (STEP), exemple sur la figure 2.16, qui permet de reconstituer le stock dans la retenue amont par pompage au moment des heures creuses de consommation pour étendre la capacité de production dans les périodes de pointe de consommation.

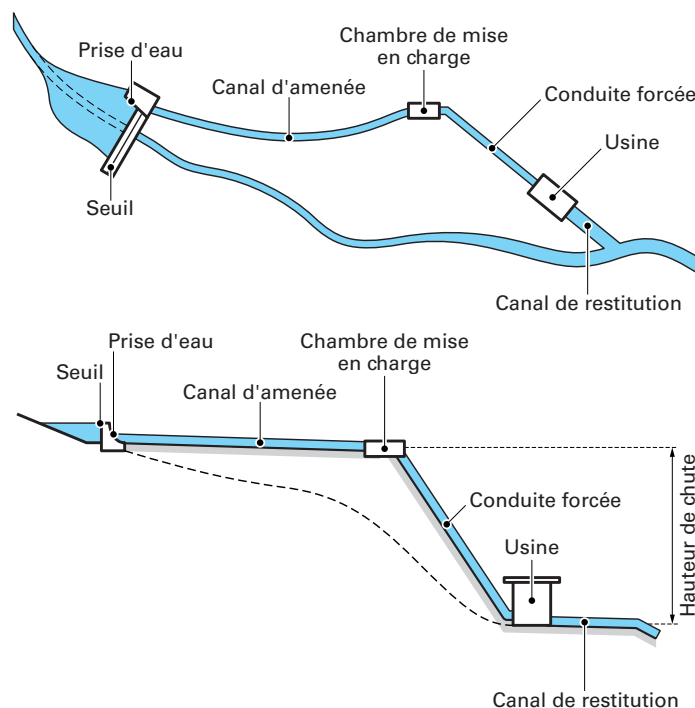


Figure 2.13. Aménagements par dérivation (d'après Levy, 2003)

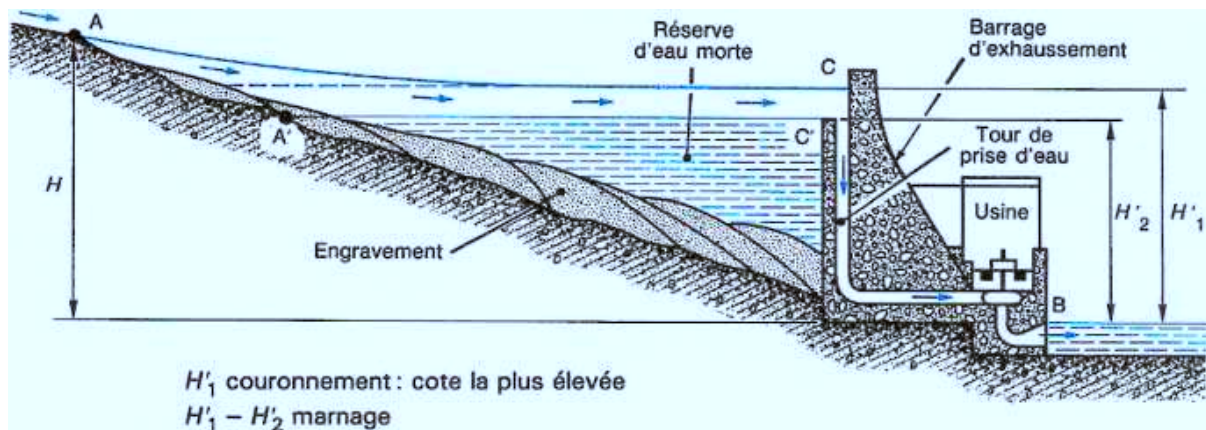


Figure 2.14. Aménagements par retenue (d'après Jaumotte et Decock, 1992)

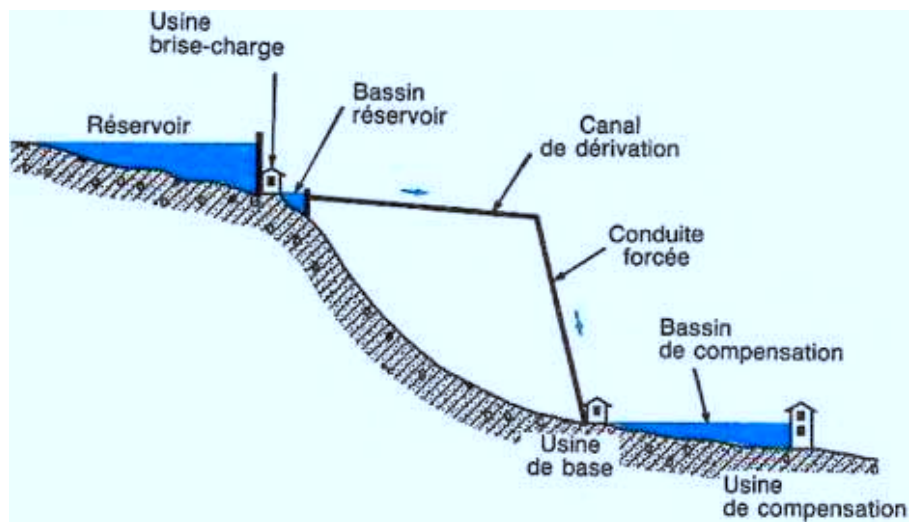


Figure 2.15. Aménagements mixtes (d'après Jaumotte et Decock, 1992)

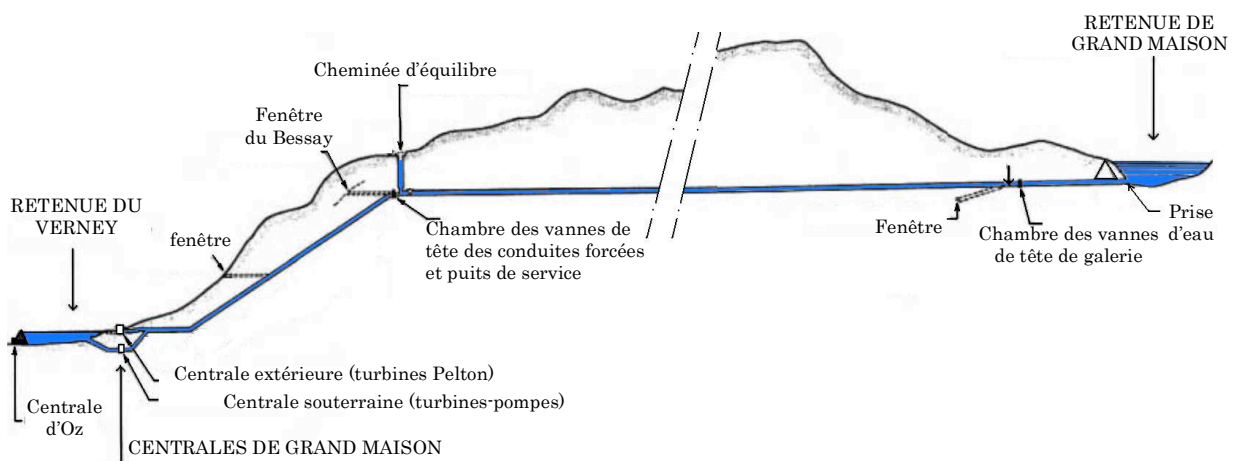


Figure 2.16. Profil en long de l'aménagement de la STEP Grand Maison (modifié d'après Jaumotte et Decock, 1992)

En considérant l'influence des aménagements hydroélectriques sur les deux variables de contrôle de la morphologie des cours d'eau, on peut distinguer trois éléments qui les perturbent: Les prises d'eau, les restitutions d'eau et les barrages. Nous allons maintenant expliquer de quelle façon ces trois éléments altèrent les régimes d'eau et sédiments.

a) Du point de vue du **régime de débit liquide**, les prises d'eau (avec ou sans barrage) et les restitutions modifient ce régime de la façon suivante : i) L'**extraction** va produire une diminution de la **capacité** de transport de sédiments (qui détermine la concentration maximale de sédiments ; Hicks et Gomez, 2003) et la **compétence** (la taille maximale de sédiments qui peut être mobilisée ; Nevin, 1946) de la rivière pour transporter des sédiments vers l'aval. ii) La **restitution** réinjecte le débit dans la même rivière ou dans une autre rivière (dans le cas d'un transfert d'eau d'une vallée vers une autre, *par exemple* Central type STEP de Cheylas, transfert d'eau de la vallée de la Tarentaise vers la vallée de la Maurienne), son effet se traduit par une augmentation de la capacité de transport et de la compétence de la rivière.

b) Du point de vue du **régime sédimentaire**, les barrages coupent la continuité longitudinale (amont-aval), ce qui se traduit par une diminution des apports de sédiments (*sediment supply*) vers l'aval. Ce déficit peut être compensé jusqu'à un certain point par les apports solides des affluents, l'érosion de berges ou du fond du lit (Grant *et al.*, 2003). Ici, on fait la distinction entre les **barrages fixes** ou **statiques** (figure 2.17.a), c'est-à-dire sans vannes qui permettent de réaliser des opérations de chasses et les **barrages mobiles** (figure 2.18. b) qui peuvent réaliser des chasses et permettre le transit sédimentaire. On va discuter cette hypothèse dans le chapitre 4. (voir 4.3.2. Altération sur les apports sédimentaires).

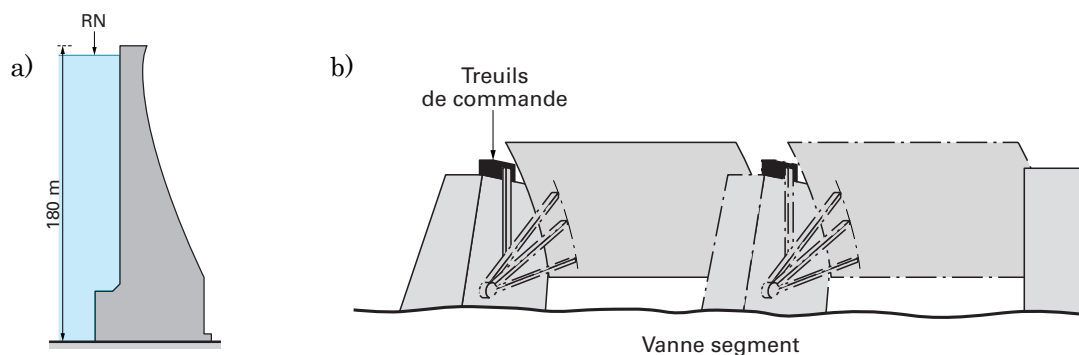


Figure 2.17. a) Barrage statique de Tignes et b) barrage mobile (Lavy, 2003)

2.4.2 Autres aménagements et travaux fluviaux.

Outre des aménagements hydroélectriques, il existe d'autres ouvrages hydrauliques et travaux qui peuvent changer la morphologie des cours d'eau. Dans cette liste on ne va pas illustrer les altérations sur les versants, (largement décrit dans la littérature par Macklin et Lewin, 1989 ; Poff *et al.*, 1997 ; Gregory, 2006) qui peuvent aussi impacter la morphologie fluviale, comme : les changements de l'utilisation et les pratiques culturelles du sol (par exemple reforestations, urbanisations, stabilisation des versants).

Dans le tableau 2.3. on présente un résumé des différents ouvrages et travaux en rivières que l'on a trouvé dans la littérature technique et scientifique, et que l'on a complété.

Types	références	
ouvrages	endiguements et canalisation	Daniels, 1960 ; Sparks, 1992, Shankman et Drake 1990.
	barrage pour le contrôle de crue et l'irrigation	Williams et Wolman, 1984 ; Chien, 1985 ; Sear, 1995 ; Kondolf 1997.
	barrages filtrant ou stabilisants du lit en torrents	Sans référence
	prises d'eau pour l'irrigation, industrie et l'eau potable	Chien, 1985 ; Copp, 1989 ; Fenner <i>et al.</i> , 1985
	épis	De Vriend H. 2004.
travaux	extraction du sédiment du lit	Degoutte, 2012 ; Kondolf, 1994 et 1997.
	essartage de la végétation	Gregory, 2006 ; Degoutte, 2012.
	enlèvement des atterrissements	Degoutte, 2012
	coupage de méandres	Kiss <i>et al.</i> , 2008 ; Degoutte, 2012

Tableau 2.3. Résumé des références donnant les réponses potentielles du cours d'eau à des ouvrages ou travaux en rivières (partiellement d'après Poff *et al.*, 1997 et Gregory 2006)

2.5 Outils en géomorphologie fluviale.

2.5.1 Modèles en géomorphologie fluviale

Il existe des outils sophistiqués pour la recherche en géomorphologie fluviale, leur utilisation dépend des objectifs du projet (c'est-à-dire ce que l'on souhaite mesurer, observer, identifier, quantifier et prédire) et des échelles de travail (temporelles et spatiales). Dans le cadre de ce travail, on va mentionner seulement certains types de modèles en géomorphologie fluviale, tels ceux indiqués comme exemple sur le tableau 2.4.

Nous reprenons les quatre catégories définies par Darby et Van de Wiel (2003) (conceptuels, statistiques ou empiriques, analytiques et numériques) en ajoutant la référence aux modèles analogiques (modèles réduits physiques).

Type d'outils	Type d'approche	Produit	Références
Modélisation	Conceptuels	Évolution des profils en travers et long incisés ; durabilité des séquences mouille-rapide	Schumm <i>et al.</i> , 1984 ; Caamaño <i>et al.</i> , 2010
	Empiriques	Stabilité du lit de gravier	Hey et Thorne, 1986
	Analytiques	Prédiction de l'évolution morphologique de rivières	Grant <i>et al.</i> , 2003 ; Curtis <i>et al.</i> , 2010
	Numériques	Sedicoup : transport de sédiments avec granulométrie étendu ; <i>Simulation of multi-dimensional hydrodynamic flows and transport phenomena, including sediments</i> , Delft3D	Belleudy, 2000 Deltares, 2012
	Réduits physiques	Dépôt et migration de bancs aggradation	Peakall, 1995 Ashworth <i>et al.</i> , 1994

Tableau 2.4. Exemple de quelques outils utilisés pour la recherche en géomorphologie fluviale.

a) Les **modèles conceptuels** ont été développés pour une grande diversité d'échelles spatiales (depuis un tronçon de rivière jusqu'à toute une unité géographique). Deux des modèles conceptuels les plus connus correspondent à ceux développés par le géomorphologue américain W.M. Davis sur l'évolution du paysage, appelé aussi le cycle géographique (Davis, 1899) et le modèle sur le cycle de l'érosion (Davis, 1909). Autres exemples de l'application de ce type de modèles comprend (Darby et Van de Weil, 2003) : l'évolution des réseaux hydrographiques, de la forme de cours d'eau, des profils en long et en travers et la morphologie des systèmes seuil-mouille en rivières de montagne. Les modèles conceptuels ont été liés aux Systèmes d'Informations Géographiques (Simons et Downs, 1995), ce qui a permis une caractérisation spatiale du système fluvial et leur a donné plus de robustesse et de puissance. Les principaux avantages des modèles conceptuels sont leur facilité d'utilisation et leur relative simplicité, cependant ces caractéristiques sont aussi leurs principales limitations.

b) Les **modèles empiriques et statistiques** ont été développés principalement dans le cadre de relations entre variables indépendantes (ou de contrôle : débit liquide et transport de sédiments) et variables dépendantes (de réponse) de la morphologie de la rivière. Les relations entre les variables de contrôle et de réponse ont été trouvées à travers l'analyse de multiples cas d'étude. L'exemple le plus connu de ce type de modèles correspond aux relations de puissance trouvées par Leopold et Maddock (1953), pour la largeur W , la profondeur H , la vitesse V et le débit liquide Q , avec a , b , c , f , k , m coefficients à ajuster. $W = aQ^b$; $H = cQ^f$; $V = lQ^m$.

Malgré sa large disponibilité d'utilisation, les modèles statistiques ont quelques limitations conceptuelles et techniques (Thorne, 1977). La première des limitations conceptuelles se réfère à la considération d'un comportement en régime permanent (*steady state*), ce qui ne reflète pas nécessairement des conditions typiquement transitoires des systèmes environnementaux. La deuxième limitation est liée aux seuils morphologiques et aux discontinuités qu'ils impliquent dans les relations de régression (Thorne, 1977). Selon Rhoads (1992), ces modèles sont simples à appliquer et ils ont, en général, la tendance d'avoir moins d'exigences de quantité de données, mais avec une plus faible base théorique que les modèles analytiques et numériques.

c) Les **modèles analytiques** ont des éléments plus puissants pour la prédiction que ceux ultérieurement présentés et ils ont été particulièrement développés par des ingénieries de rivières. La grande majorité d'entre eux, comme le cas aussi des modèles conceptuels et empiriques, sont utilisés pour prédire des caractéristiques morphologiques dans un état d'équilibre (Buffington, 2012 ; Grant, 2012a).

Une des difficultés pratiques des modèles empiriques et analytiques est la nécessité de spécifier une valeur pour caractériser un **débit dominant** qui soit représentatif des fluctuations naturelles du régime de débit (Carson et Griffiths 1987), puisque cette tâche est difficile et complexe. Malgré toutes les critiques et les difficultés qu'implique l'utilisation des modèles analytiques, ces outils sont actuellement très utilisés dans l'analyse de la réponse géomorphologique de rivières (Grant, 2012b).

d) Les **modèles numériques** diffèrent des modèles conceptuels, empiriques et analytiques car ils sont capables de considérer de multiples dimensions (spatiale et temporelle) et notamment des conditions non-permanentes ou transitoire (Buffington, 2012). L'utilisation des simulations numériques en géomorphologie fluviale a eu une rapide augmentation pendant les dernières 30 années, avec les développements des processeurs plus rapides et la synergie générée par des groupes de travail concentrés seulement dans le développement et l'amélioration de modèles numériques en géomorphologie (par exemple *The Community Surface Dynamics Modeling System* (CSDMS) de l'Université de Colorado). Les modèles numériques permettent de travailler sur une large gamme d'échelles spatiales et temporelles,

depuis la prédiction détaillées de l'évolution morphologique pour un sous-tronçon de rivière jusqu'à un plusieurs dizaines de kilomètres, sur échelles de temps de la crue à la centaine d'années (Darby et Van de Wiel, 2003).

Tous les modèles numériques nécessitent une quantité non négligeable de données d'entrées. En particulier pour des modèles fluviaux la bathymétrie, la topographie, la chronologie de débit et la rugosité du lit. Pour des applications plus particulières (comme c'est le cas de modèles morphologiques prédictifs), on aura besoin de données supplémentaires (**Dust et Wohl (2012)** par exemple végétation, granulométrie, etc.). Ces modèles demandent aussi des données pour le **Dust et Wohl (2012)** calage de leurs paramètres.

Bien que les mécanismes physiques peuvent être relativement bien connus et les calculs réalisés avec un haut niveau de performance, une des problématiques qui englobe les limitations présentées ci-dessus pour les modèles numériques ont un facteur commun pour des grandes échelles spatiales (bassin versant) et temporelles (quelques décennies) : le **manque de données**. C'est encore vrai aujourd'hui, malgré les progrès des méthodes de méthodes d'acquisition de données en cours, par exemple les mesures de la charge du fond par hydrophone (Belleudy *et al.*, 2010).

e) Dans la classification qui a été proposée par Darby et Van de Wiel (2003), les **modèles réduits physiques** n'ont pas été considérés. Ce type de modèles a été utilisé avec succès dans divers enjeux en géomorphologie fluviale et sur une gamme d'échelles, plutôt locale, qui comprend : morphologie de confluence, le transport des sédiments, dépôts et migrations de bancs, le changement du style fluvial, l'évolution morphologique en réponse à l'altération de variables extrinsèques telle que la tectonique et le niveau base. Mais, comme tous les modèles il présente encore de difficultés relatives à la prise en compte de multiples échelles temporelles, de la cohésion des sédiments fins, de la tension superficielle et de la dynamique de la végétation dans de lit mineur et la plaine inondable (Peakall *et al.*, 1996).

2.5.2 Modèles prédictifs de la réponse de rivières suivie des aménagements hydroélectriques.

Dans cette section on va montrer de manière plus détaillée les modèles qui ont été développés pendant les soixante dernières années, avec une focalisation sur la dernière décade. Certains d'entre eux ont déjà été mentionnés partiellement sur les sections précédentes de ce chapitre. Dans cette section on va utiliser ainsi les concepts que nous avons également présentés.

Le modèle de Lane (1955) : Pente et diamètre de sédiments comme variables d'ajustement.

Une des relations les plus connue en géomorphologie fluviale est celle proposée par Lane (1955), laquelle est devenue populairement connue avec le mon de « balance de Lane », présentée sur la figure 2.18. La relation de Lane est une expression qualitative qui lie deux variables de contrôle essentielles : le débit liquide (Q) et le débit solide ou la charge sédimentaire (Q_s) avec les variables d'ajustements ou de réponse : la pente du profil en long (S) et la taille représentative du sédiments (d_s), à travers : $Q \cdot S \sim Q_s \cdot d_s$.

Dans sa publication, Lane précise que « Q_s est la part grossière de la charge de sédiments ou plus exactement la charge de matériel du lit (*bed-material load*) » (voir la définition de la charge de matériel du lit en la section 2.2.4. de ce document).

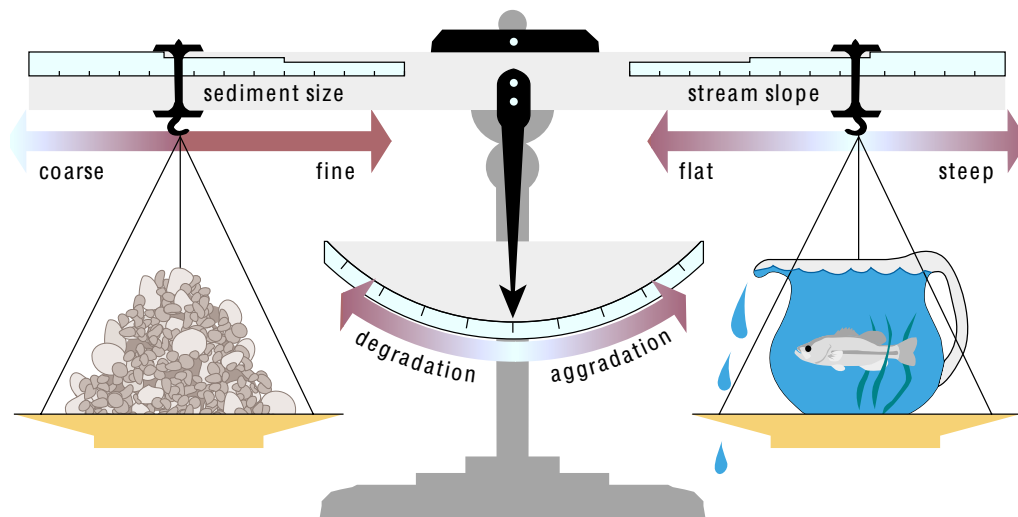


Figure 2.18. Analogie de la balance de Lane (1955) sur la description de la relation d'équilibre entre les facteurs de contrôle et réponse. D'après Rosgen (1996), publié par FISRWG, 2001.

La « balance de Lane » a fourni pendant presque 60 ans un unique modèle conceptuel utile pour des ingénieurs, géomorphologues et enseignants pour visualiser et décrire le concept d'équilibre dynamique, concept que l'on a déjà discuté dans la section 2.3.

En ce qui concerne les variables de contrôle dans la relation de Lane, certains auteurs qui utilisent le diamètre moyen (d_{50}) comme taille représentative des sédiments (d_s), parmi eux, Schumm (1977) et le **débit dominant** (*dominant discharge*, concept que l'on discutera plus tard en même temps que le débit morphogène) par exemple Brandt (2000a).

Une extension de la balance de Lane : Dust et Wohl (2012).

Dust et Wohl (2012) ont proposé un modèle conceptuel pour les réponses morphologiques complexes, à travers une extension de la relation de Lane. Ils ont utilisé quelques variables hydrauliques et relations pour le transport de sédiments (par charriage) pour démontrer que Q_s est inversement proportionnel au **rapport largeur/profondeur** de la section W/D (*width-to-depth ratio*) pour une gamme de valeurs de W/D que l'on peut observer dans des rivières naturelles ($W/D > 4$).

L'extension de la relation de Lane est : $Q \cdot S \propto Q_s \cdot d_s \cdot \left(\frac{W}{D}\right)$

Cette extension considère d'une certaine façon la géométrie du profil en travers, en donnant un degré de liberté additionnel à l'ajustement.

Relations entre variables de contrôle et de réponse : Schumm, 1969.

D'autres relations conceptuelles permettent de prédire les changements morphologiques suivis des altérations de débit liquide et apports sédimentaires ont été proposé par Schumm (1969). Dans son modèle conceptuel, Schumm a considéré en plus de la pente du profil en long, l'évolution des sections en travers et de la forme en plan de la rivière, à travers les deux relations empiriques suivantes : $Q \propto \frac{WH\lambda}{S}$ et $Q_s \propto \frac{W\lambda S}{HP}$, où W est la largeur et H la profondeur de la section en travers, λ est la longueur d'onde des méandres (oscillation horizontale du lit) et P la sinuosité.

A partir de ces deux relations et faisant varier les deux facteurs de contrôle –augmentation (+) et diminution (°) – de manière indépendante, Schumm (1969, 1977) a obtenu les directions ou tendances prévues pour les variables de réponse, lesquelles sont présentes dans le tableau 2.5., que l'on a reproduit à partir des publications d'Hooke (1997) et Werritty (1997).

Relations	Direction des ajustements
$Q_s^+, Q^{++} \approx S^-, d_{50}^+, H^+, W^+$	^a érosion, section plus large et profonde
$Q_s^-, Q^+ \approx S^-, d_{50}^+, H^+, W^°$	^b incision, instabilité du lit, section plus profonde et « peut-être » plus large.
$Q_s^{--}, Q \approx S^-, d_{50}^+, H^+, W^*$	^b incision, instabilité du lit, section en travers plus étroite et plus profonde
$Q_s^-, Q^+ \approx S^-, d_{50}^+, H^+, W^*$	
$Q_s, Q^+ \approx S^-, d_{50}^+, H^+, W^+$	^b incision, instabilité du lit, section en travers plus large et plus profonde
$Q_s^+, Q^+ \approx S^*, d_{50}^*, H^*, W^+$	^a changements pas prédictibles de la pente, profondeur et matériel du lit. ^b les processus augmentent en intensité
$Q_s^-, Q^° \approx S, d_{50}^*, H^*, W^°$	^a changements non prédictibles de la pente, profondeur et matériel du lit. ^b les processus diminuent en intensité
$Q_s^{++}, Q^+ \approx S^+, d_{50}^°, H^°, W^+$	^a diminution de la fraction grossier, section plus large et moins profonde
$Q_s, Q^° \approx S^+, d_{50}^°, H^°, W^°$	^b aggradation, instabilité du lit, section plus étroite et moins profond
$Q_s^-, Q^{--} \approx S^+, d_{50}^°, H^°, W^°$	
$Q_s^+, Q^° \approx S^+, d_{50}^°, H^°, W^*$	^b aggradation
$Q_s^+, Q \approx S^+, d_{50}^°, H^°, W^°$	^b aggradation, instabilité du lit, section plus large et moins profonde

Tableau 2.5. Les directions ou tendances plus probables de l'évolution morphologique de cours d'eau alluviales suivies de changements sur ses facteurs de contrôle (d'après Schumm, 1969, 1977 ; Hooke, 1997 repéré par l'index ^a ; Werritty, 1997 repéré par l'index ^b). Les symboles + et ° signifient augmentation ; les doubles signes ++ et -- sont des changements importants et * une réponse incertaine.

Extension des relations de Schumm : Kellerhals et Church (1989) :

Kellerhals et Church (1989) suivent la même approche que Schumm a proposée des possibles directions de changements pour huit variables par suite de l'altération de trois variables de contrôle. Ils ont considéré comme variables de contrôle le débit liquide : utilisant le concept de **débit morphogène**, Q_{mph} (*channel-forming discharge*) et ont séparé la charge solide selon le type de mécanisme de transport en : **charge en suspension** et **charge du fond** et elles ont été relativisées par la valeur de Q_{mph} , les charges solides ont été désignées par q_{sus} et q_{ch} respectivement. On va discuter de ce concept de débit morphogène dans les chapitres ultérieurs, mais dans le cas de Kellerhals et Church, ils ont associé des débits morphogènes à des crues de périodes de retours entre 2 et 10 ans.

Les variables d'ajustements qui ont été additionnées dans son analyse sont : le rapport largeur/profondeur W/D , la longueur d'onde des méandres λ , la sinuosité P et le pourcentage limon et argile dans le périmètre du lit M .

D'après le même schéma de Kellerhals et Church (1989), Wasson *et al.* (1998) ont utilisé la largeur à plein bord, ce qui est conséquent avec l'utilisation de un Q_{mph} , pour la condition d'équilibre dynamique. Par contre, dans la même publication, Wasson *et al.* ont pris la

profondeur moyenne et on pense que dans ce cas il faudra utiliser la profondeur associée à la largeur à plein bord.

Le tableau 2.6 résume les directions probables de l'évolution de la morphologie des lits alluviaux, après une altération sur les facteurs de contrôle selon Kellerhals et Church (1989).

Changements imposés			Directions probables des ajustements							
Q _{mph}	Q _{sus}	Q _{ch}	W	H	S	d ₅₀	W/D	λ	P	M
+	-	-	+	+	-	+	-/±	+	+	-
-	+	+	-	-	+	-	-/+	-	-	+
	+		+	-	+	±	+	?	-	-
	-		-	+	?	+	-	?	+	+
		+	-	+	?	-	-	?	+	+
		-	+	-	?	+	+	?	-	-
-	-	-	-	±	-	±	±	-	+	-
-	-	+	-	-	-/+	-	±	-	?	+
+	+	+	+	+	±	±	±	+	?	±
+	+	-	+	+	±	±	+	+	-	-

Tableau 2.6. Directions probables de l'évolution de la morphologie des lits alluviaux, après une altération sur les facteurs de contrôle (selon Kellerhals et Church, 1989). Si les changements initiaux sont différents à long terme, ils sont séparés par (/)

Si les changements peuvent se produire vers n'importe quelle direction c'est indiqué par (±)

Les changements sont supposés larges, mais pas assez larges pour changer l'ordre de grandeur du paramètre affecté.

Évolution de la morphologie due aux barrages et relation amont-aval: Petts et Gurnell (2005)

Basé sur les travaux de Schumm (1969, 1977) et dans la même logique, Petts et Gurnell (2005) ont proposé un modèle conceptuel pour l'évolution de la morphologie du à la construction et l'opération de **barrages**. Ce modèle considère une séquence (continuum) spatiale **amont-aval** avec quatre scénarios d'altération (1a, 1b, 2a et 2b) des facteurs de contrôle, schématiquement le modèle est présenté sur la figure 2.19.

Scenario 1 : représente un système fluvial avec un haut transit sédimentaire, et/ou où le barrage a un impact pas très significatif sur les crues et l'établissement de la végétation est lent. Le scenario **1a** illustre un cas extrême, si dans le lit de la rivière la granulométrie est dominée par du sable, les restitutions des eaux claires produisent une dégradation du lit. Le scenario **1b** montre un impact plus grand sur le régime de débits (plus grande capacité de modulation des crues) que le scenario précédent. Les effets morphologiques probables sont une diminution de la pente (conséquence de la régulation des débits et diminution de la capacité de transport), suivie d'une sédimentation latérale et construction postérieure d'une nouvelle plaine inondable. Finalement, la section en travers résultant aura des dimensions plus petites.

Scenario 2 : représente un système fluvial avec un transit sédimentaire limité où le barrage a un impact très significatif sur les crues. Pour les deux scénarios **2a** et **2b** (le 2b est plus

extrême) les directions des ajustements sont une réduction de la largeur de la section en travers accompagnée par une réduction de la capacité de conduction de débits liquides.

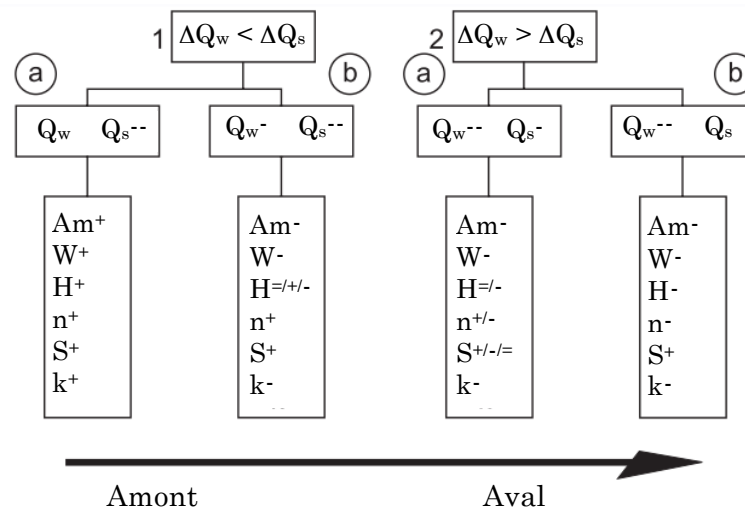


Figure 2.19. Modèle d'ajustement des variables de réponse à l'aval d'un barrage proposé par Petts et Gurnell (2005). Dans le scénario 1, la métamorphose fluviale est dominée par la réduction de la charge solide et dans le scénario 2, par la modulation de crues. Comme dans les modèles précédents les signes +, -, = correspondent à augmentation, réduction et pas de changement, respectivement. Les variables de réponse sont Am : aire mouille, n rugosité et k la débitance.

Classification des effets géomorphologiques de barrages: Brandt (2000a) :

D'autres approches ont été proposées pour la prédiction de l'évolution des changements morphologiques à la suite de la construction des barrages avec quelques variantes, mais basée fondamentalement sur les mêmes principes de Lane (1955) et Schumm (1969, 1977). C'est-à-dire l'équilibre entre la fourniture de sédiments (Q_s) qui arrivent de l'amont et la capacité de les transporter (qui est en relation directe avec Q). Brandt (2000 a,b) a proposé a) une classification des effets géomorphologiques à l'aval des barrages et b) un modèle prédictif des changements morphologiques à la suite de la construction des barrages, en utilisant la puissance du cours d'eau (*stream power*).

Dans sa publication sur la classification des effets géomorphiques, Brandt (2000a) a proposé neuf cas schématiques qui sont présentés dans la figure 2.20. Il a utilisé la relation de Lane, donc Q_s et Q comme contrôle et la capacité de transport de sédiments désigné par K , pour prédire les ajustements des sections en travers type. Brandt (2000a) indique qu'il a utilisé pour le débit liquide le concept de débit morphogène associé au débit dominant lequel est fréquemment assimilé au débit de plein bord (*bankfull discharge*). Par contre Brandt (2000a) n'indique pas le type d'approche pour évaluer la capacité de transport. Le modèle proposé par Brandt (2000a) pour la réponse du chenal est présenté sur le tableau 2.7.

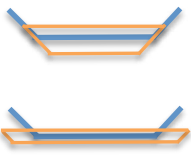


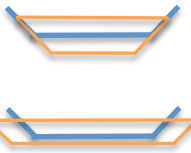


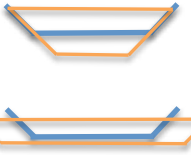
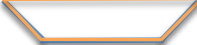

	charge $Q_s < \text{capacité } K$	charge $Q_s = \text{capacité } K$	charge $Q_s > \text{capacité } K$
diminution Q	cas 1 	cas 2 	cas 3 
égale Q	cas 4 	cas 5 	cas 6 
augmentation Q	cas 7 	cas 8 	cas 9 

Figure 2.20. Exemples de neuf directions possibles d'ajustements d'un profil en travers type. Depuis l'état initial en couleur bleu jusqu'à l'état final en couleur orange. Les directions sont fonction des changements du débit liquide et changements de la relation entre la charge solide et la capacité de transport (d'après de Brandt 2000a).

	diminution de Q			Q ne change pas			augmentation de Q		
	Cas 1	Cas 2	Cas 3	Cas 4	Cas 5	Cas 6	Cas 7	Cas 8	Cas 9
	$Q_s < K$	$Q_s = K$	$Q_s > K$	$Q_s < K$	$Q_s = K$	$Q_s > K$	$Q_s < K$	$Q_s = K$	$Q_s > K$
Ap	-	-	-	+	=	-	+	+	+
W	\pm	-	\pm	\pm	=	\pm	\pm	+	\pm
D	\pm	-	\pm	\pm	=	\pm	\pm	+	\pm
NL	= /deg	=	agg	deg	=	agg	deg	=	agg
Te	for	for	for	for	=	dis	dis	dis	dis
Se	ér	ér	Er/dé	ér	=	dé	ér/dé	dé	dé
Mo	ér/dé	dé	dé	ér	=	dé	ér	ér	ér/dé

Les variables de réponse sont : l'aire de la section en travers (Ap); niveau de fond du lit (NL); terrasse (Te); seuils (Se); et mouille (Mo). Les directions des ajustements sont : dégradation (deg); aggradation (agg); formation (for); érosion (ér); dépôt (dé). Le reste de variables de réponse (W et H) et directions (+, -, \pm et /) sont les mêmes que l'on a expliqué pour les modèles précédents.

Tableau 2.7. Directions probables de l'évolution de la morphologie dues aux changements sur le débit liquide et solide (modifié de Brandt 2000a).

Brandt (2000b) a proposé un modèle pour la réponse dynamique. Il calcule dans un premier temps le rapport entre la charge solide et la capacité de transport associée aux paramètres hydrauliques (géométrie du lit, rugosité, etc.) et à la continuité sédimentaire imposée par la retenue. Au pas de temps suivant, il calcule la nouvelle géométrie, jusqu'à ce que le tronçon de rivière atteigne l'équilibre, lorsque la capacité de transport est égale à la charge. Schmidt et Wilcock (2008) ont critiqué le modèle de Brandt en disant que la précision de la méthode dépend des paramètres ajustés, qui généralement ne peuvent pas s'appliquer et en plus que sa complexité limite une application large.

En résumé...

Grant (2012a) a présenté une chronologie, qui réunit et résume les différentes approches pour l'étude de la réponse morphologique des rivières à la suite de la construction ou de l'enlèvement d'un barrage. Cette chronologie est montrée dans la figure 2.21., depuis laquelle on peut remarquer qu'après la publication de Williams et Wolman (1984), les méthodes, pour comprendre et prédire l'évolution morphologique de lits alluviaux, ont suivi principalement trois différentes approches : i) études de cas des effets de barrages ou de systèmes de barrages sur une rivière spécifique ii) modèles conceptuels basés sur les premiers principes fondamentaux de géomorphologie et qui prédisent la direction et l'intensité des changements, et plus récemment, iii) modèles analytiques basés sur le couplage des relations de transport de sédiments et débits, qui donnent des prédictions plus rigoureuses des potentiels changements.

A partir de 2003, les approches analytiques ont introduit des indicateurs prédictifs pour l'évaluation de réponses de cours d'eau dans lesquels sont considérées les altérations sur les régimes de débit liquide et solide.

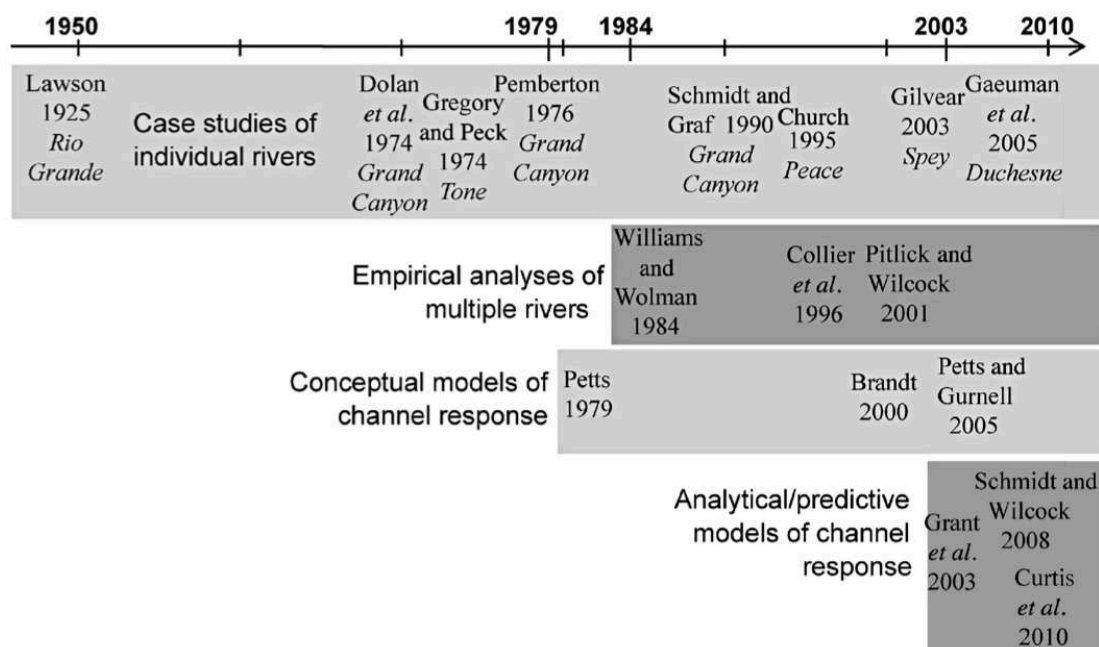


Figure 2.21. Chronologie résumée depuis les premières approches pour l'évaluation et la prédiction des réponses morphologiques de rivières à la construction/enlèvement de barrages (Grant, 2012a)

2.6 Synthèse sur l'étude bibliographique et conclusions

L'état de l'art qui a été présenté permet d'identifier les questions principales du domaine de l'impact morphologiques des aménagements hydroélectriques. Bien qu'il en existe d'autres, on va travailler sur les trois directions suivantes qui nous semblent les plus pertinentes :

- Les **directions de l'évolution** avec la prise en compte des **conditions locales** et les **conditions vers l'aval** : à l'échelle de bassin versant, il est nécessaire de considérer les caractéristiques locales, mais aussi distribuées. On va considérer les apports des sous-bassins versants au cours d'eau principal à travers ses affluents et la manière dont ils peuvent influencer l'évolution de la morphologie et la récupération de l'équilibre. Ici, on remarque que l'on n'a pas trouvé, dans la littérature, des applications à l'échelle de bassin versant.
- La **durée de la période transitoire** avec la prise en compte des **évolutions pendant la relaxation** : Comme on l'a montré, l'unique outil qui prend en compte la morpho dynamique pendant la période transitoire correspond à la modélisation numérique. Bien qu'il existe des systèmes de modélisation très complets qui considèrent de manière quasiment tous les phénomènes physiques, ils ne sont pas adaptés aux échelles de notre travail. Ceci du fait du manque de données (précision sur les opérations des aménagements hydroélectriques, bathymétries, granulométries, végétation, niveau de limite du fond rocheux, etc.), ou bien du fait de la difficulté de régler les paramètres du modèle. Dans notre cas, l'option est de faire quelques hypothèses pour avoir un modèle simple pour caractériser la période transitoire et préciser sa durée.
- Systèmes d'**aménagements hydroélectriques complexes** : on a trouvé, dans la littérature, que la grande partie de cas d'étude et des modèles considèrent seulement un aménagement qui correspond à un grand barrage. On a trouvé très peu de cas d'étude où l'aménagement a correspondu à une dérivation ou un aménagement mixte (retenue avec dérivation). On est intéressés par les effets de la superposition des altérations sur les facteurs de contrôles produits par des schémas complexes et la manière dont ils vont influencer la direction et l'intensité des trajectoires des évolutions, et les durées des périodes transitoires.

Un des sujets que l'on ne va pas développer profondément dans ce travail est la dynamique de la végétation riveraine. Bien que la végétation soit considérée dans la littérature comme un sujet très important, à des échelles spatiales et temporelles avec lesquelles on va travailler, on va la considérer comme statique et nous allons apporter quelques idées sur son rôle dans les réponses du lit.

3

Caractérisation du site d'étude : le bassin versant de l'Isère à l'amont de Grenoble

3.1	INTRODUCTION	46
3.2	CONTEXTE GÉOGRAPHIQUE	46
3.3	HYDROGRAPHIE ET GÉOLOGIE	48
3.3.1	<i>Hydrographie</i>	48
3.3.2	<i>Géologie</i>	51
3.4	TYPES D'OCCUPATION DES TERRES DU BASSIN	51
3.5	HYDROLOGIE ET SÉDIMENTS.....	55
3.5.1	<i>Hydrologie</i>	55
3.5.2	<i>Régime sédimentaire</i>	58
3.6	LES OUVRAGES HYDROÉLECTRIQUES DANS LA VALLÉE DE LA MAURIENNE ET LA TARENTAISE.....	59
3.7	SYNTHÈSE DU CHAPITRE.....	62

3.1 Introduction

Dans ce chapitre, on présente dans un premier temps une description du bassin versant de l'Isère en amont de Grenoble, sa situation géographique, hydrographique, hydrologique, géologique, climatique, et l'occupation des sols, les sources de données associées à chacune de ces caractéristiques. Dans un second temps, on montre les systèmes hydroélectriques complexes des vallées de la Tarentaise et la Maurienne dans le bassin versant. L'objectif de ce chapitre est de présenter le contexte des aménagements hydroélectriques et la disponibilité de données qui seront utilisées pour servir à l'illustration des méthodes développées dans ce travail.

La majeure partie de la description du bassin est basée sur le travail de Peiry *et al.*(1999). On reprendra aussi des éléments rédigés dans la monographie de l'Isère développée dans le cadre du projet SHARE (2009-2012).

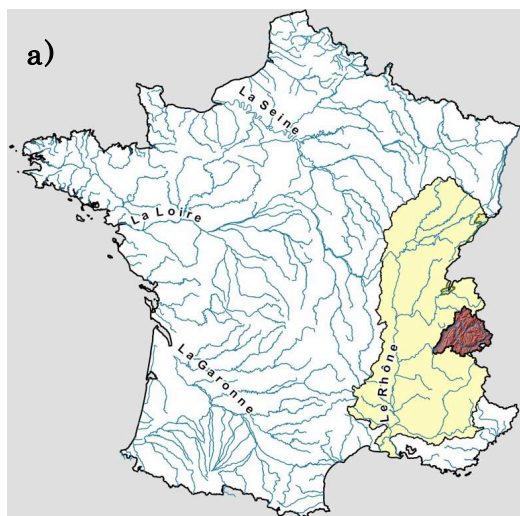
3.2 Contexte géographique.

Le bassin versant de l'Isère (figure 3.1 a et b) est situé dans le Sud-Est de la France sur le versant occidental de la chaîne de montagne des Alpes, entre 45°54' et 44°37' de latitude Nord et entre 04°52' et 06°49' de longitude Est. Il a une aire totale de drainage de 11.800 km² jusqu'à sa confluence avec le fleuve Rhône, ce dernier se jetant dans la Mer Méditerranée. Le bassin versant de l'Isère à Grenoble a une aire de drainage de 5.818 km² et il présente trois vallées principales (Claude, 2012) :

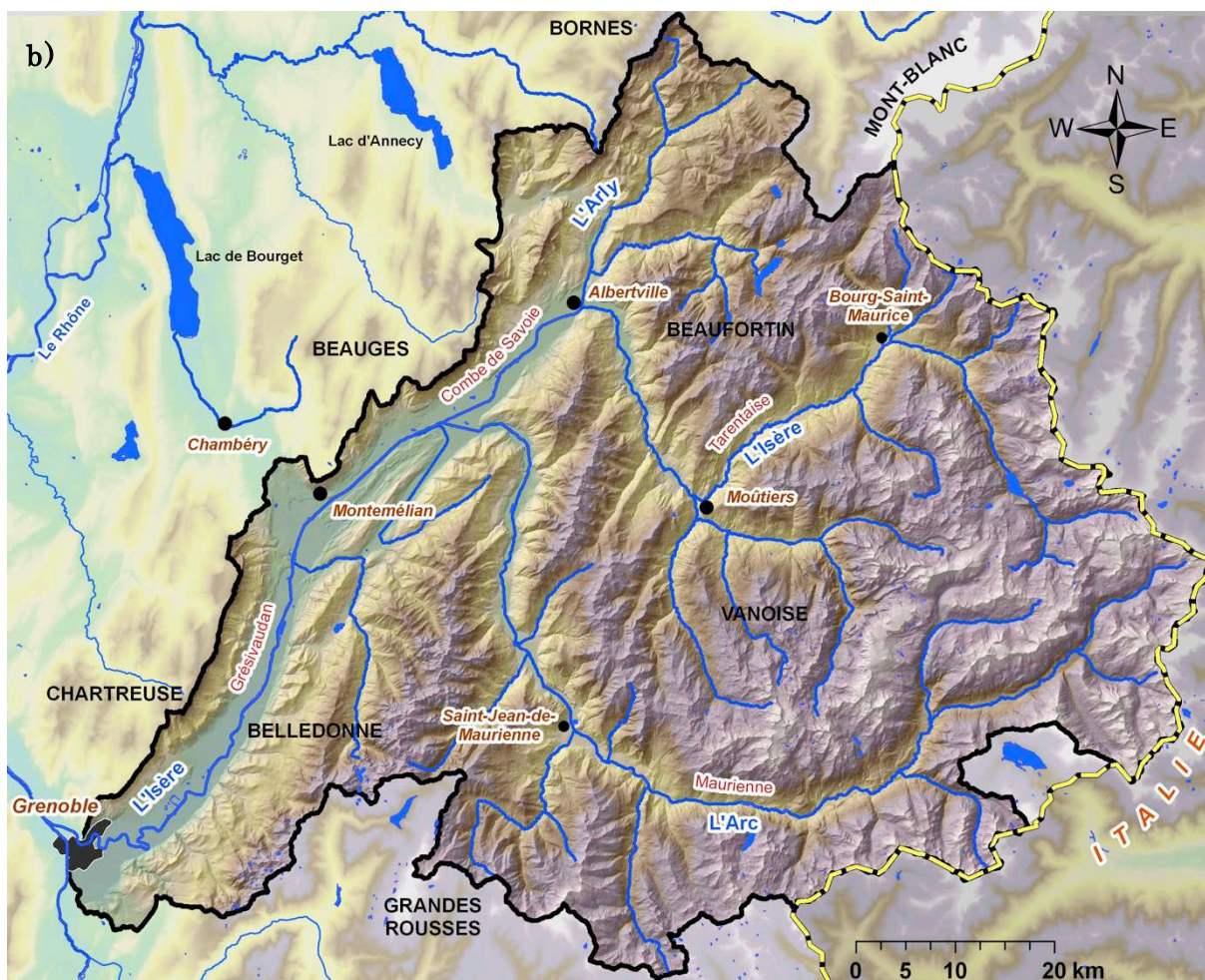
- La Tarentaise : vallée de l'Isère depuis sa source jusqu'à Albertville, limitée au nord par les massifs du Beaufortain et du Mont-Blanc, et au sud par la Vanoise. La superficie du bassin versant, incluant la vallée de l'Arly est de 2577 km²
- La Maurienne : vallée de l'Arc, dont la surface du bassin est de 2020 km² en incluant le Gelon, limitée au nord (rive droite) par le grand massif de la Vanoise puis la chaîne de la Lauzière, et au sud (rive gauche) par le massif du Mont-Cenis, des Cerces, des Arves, des Grandes Rousses puis celui de Belledonne.
- la Combe de Savoie et le Grésivaudan d'Albertville à Grenoble. La superficie est de 1144 km².

Le point plus haut du bassin est le sommet de l'Aiguille de la Grande Sassièrre avec 3747 mètres d'altitude et à sa confluence avec le Rhône son altitude est 115 mètres (selon l'IGN). Dans la partie haute montagne, le bassin versant de l'Isère possède des territoires englacés atteignant plus de 3500 mètres. À une plus basse altitude, les montagnes sont aménagées et urbanisées en particulier par la forte présence des stations de ski (une des plus dense du monde) et aussi par d'importants **schémas hydroélectriques** (développées de manière complexe dans les vallées de la Haute Isère et de l'Arc). Les vallées ont développé des activités industrielles (par exemple

métallurgie, papèterie, pétrochimie), agricoles et urbaines (Peiry *et al.*, 1999). La conurbation présente dans la vallée alluviale, la ville de Grenoble est la plus importante en termes de population.



Figures 3.1a et b. Localisation du bassin de l'Isère dans le contexte des grands bassins versants français et dans le contexte alpin du bassin versant du Rhône.



3.3 Hydrographie et géologie.

Nous présentons ici les caractéristiques hydrographiques et géologiques du bassin versant de l'Isère. Cette description provient principalement des travaux de Peiry *et al.* (1999), en particulier, la description de l'hydrographie et de la géologie.

3.3.1 Hydrographie.

La figure 3.2. montre la localisation du bassin versant de l'Isère à Grenoble dans l'unité hydrographique du bassin versant du Rhône et ses sous-bassins les plus importants avec les surfaces de drainage associées. Le Tableau 3.1 donne la longueur et l'aire de drainage pour les différents affluents.

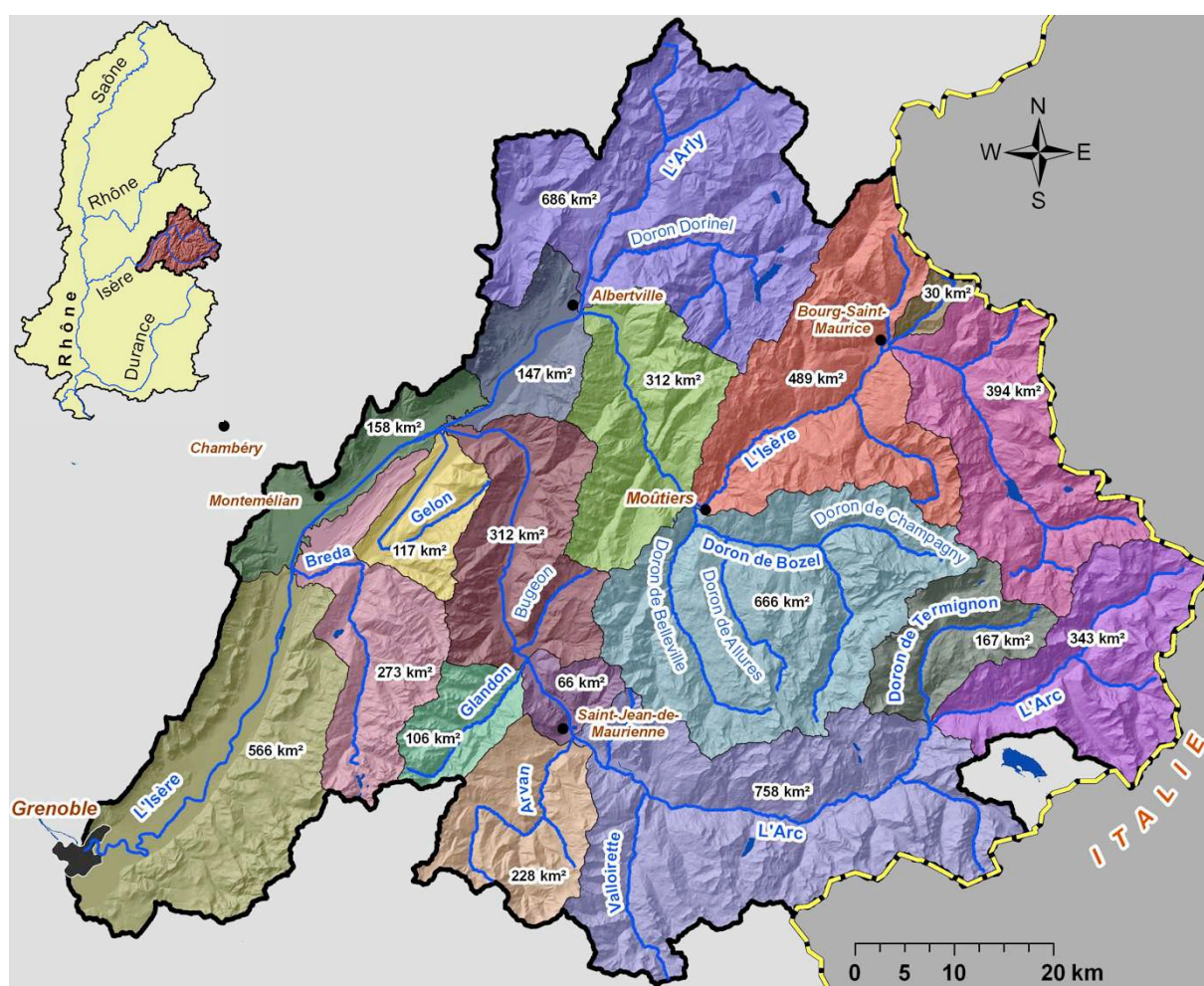


Figure 3.2. Les affluents et les sous-bassins versants les plus importants du bassin de l'Isère à Grenoble.

Sous-bassins	Aire de drainage (km ²)	Longueur de la rivière principale (km)
Doron de Bozel	666	39
Arly	686	38
Arc à confluence avec l'Arvan	1496	85
Arc à la confluence avec le Glandon	1562	94
Arc (à la confluence avec l'Isère)	1980	128
Isère à Bourg-Saint-Maurice	424	37
Isère à la confluence avec Doron de Bozel	1579	67
Isère à la confluence avec l'Arly	2577	93
Isère à la confluence avec l'Arc	4704	113
Isère à la confluence avec la Breda	5252	134
Isère à Grenoble	5818	182

Tableau 3.1. Les principaux affluents du bassin de l'Isère à Grenoble

La source glaciaire de l'Isère, localisée dans la haute montagne des Alpes du Nord provient spécifiquement de la Grande Aiguille Rousse, près du col de la Vache (à la frontière Italienne). Après avoir parcouru quelques dizaines de kilomètres, elle continue son cours dans la vallée de la Tarentaise, où elle a une largeur de 20 m. environ. Dans cette vallée, la rivière possède une forte pente, ce qui fait que le cours d'eau a les caractéristiques d'un torrent. A Moutiers, l'Isère a un débit moyen annuel de 21,3 m³/s grâce, en grande partie, aux importants apports de débit du Doron de Bozel.

À la sortie de la Vallée de la Tarentaise l'Isère a une largeur de 50 m. Après avoir parcouru approximativement 75 km, elle conflue avec l'Arly à la ville d'Albertville (339 m NGF) où le débit moyen annuel est 25 m³/s. En ce point, l'Isère entre dans la Combe de Savoie et prend la forme d'une large plaine alluviale, mais son lit mineur se trouve confiné entre digues, avec 80 m de largeur et une pente moyenne de l'ordre de **0,0017** m/m. Ce dernier tronçon reçoit par sa rive gauche les eaux de son affluent le plus important en amont de Grenoble, l'Arc. La rivière Arc qui draine la vallée de la Maurienne possède une aire de drainage de 2000 km² et un module de débit annuel de 48,8 m³/s à Epierre. Depuis cette dernière confluence, l'Isère s'écoule dans la vallée du Grésivaudan, large plaine alluviale aussi endiguée, ici son lit mineur possède une largeur d'à peu près 90 m, dont la pente n'excède pas **0,0010** m/m. L'Isère ne présente aucun autre affluent important avant d'arriver à Grenoble.

Avant le XIX^e siècle, l'Isère avait un lit en tresse, d'une largeur d'environ un kilomètre, comme le montre la carte de Cassini de 1733 (figure 3.3.) pour la vallée du Grésivaudan. De 1830 à 1860, dans l'état Sarde (territoire faisant actuellement partie des départements de l'Isère et de la Savoie) commence l'endiguement complet de l'Isère et de l'Arc. Aujourd'hui, le tronçon de l'Isère situé dans la vallée du Grésivaudan, après avoir

subi plusieurs interventions sur le lit mineur, voir figure 3.4, correspond à une rivière à méandres (sinuosité modérée) à chenal unique sans possibilité de se déplacer latéralement.

Le réseau hydrographique du bassin versant de l'Isère jusqu'à Grenoble présente une importante diversité morphologique, des rivières de montagne jusqu'aux rivières de plaine. Ces différentes typologies de rivières présentes dans le bassin peuvent être observées, par exemple, à travers leurs différentes pentes.



Figure 3.3. La vallée du Grésivaudan en amont de Grenoble, Carte de Cassini de 1733 (Bibliothèque Nationale de France).

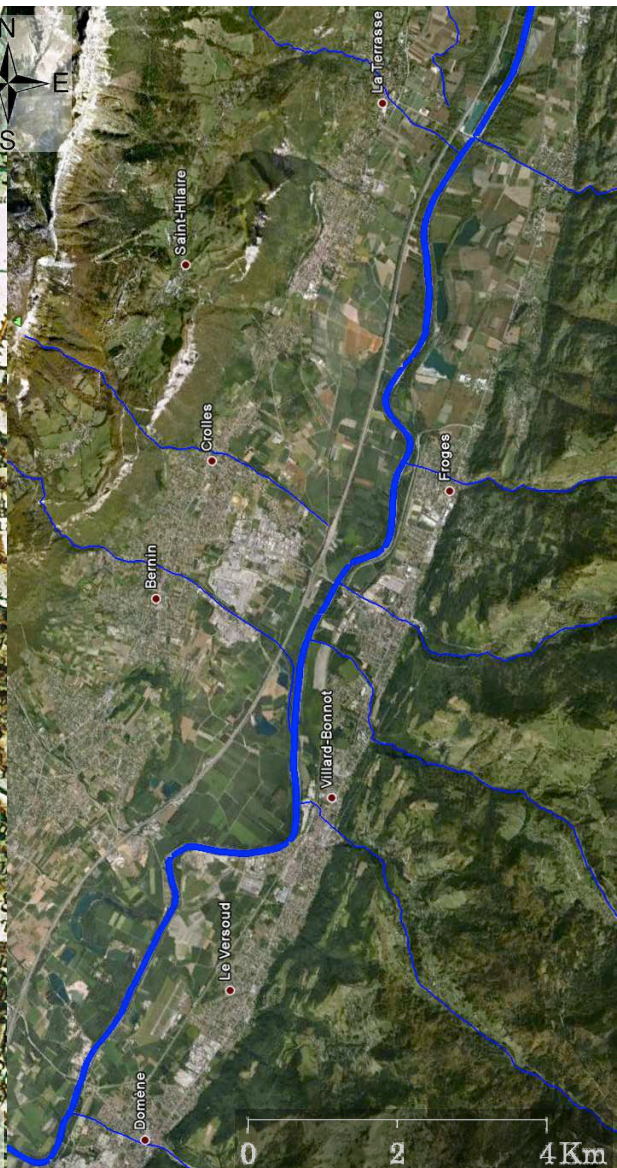


Figure 3.4 La vallée du Grésivaudan en amont de Grenoble, photo aérienne de 2012 (Google Earth).

3.3.2 Géologie

Le bassin versant de l'Isère possède plusieurs formations géologiques, comme le montre la carte géologique de la figure 3.5. Dans sa partie supérieure, la zone des Alpes internes, comprend une grande partie des vallées de la Tarentaise (Haute Isère) et de la Maurienne (Haute Arc). Dans cette unité géologique on trouve les massifs cristallins internes, de formations schisteuses lustrées et de nombreuses nappes de charriage (Peiry *et al.*, 1999).

Plus bas en altitude, se trouvent les massifs du type cristallins externes du Beaufortin, de Lauzière, du Grand Arc et de Belledonne.

Dans la partie plus à l'ouest du bassin, on trouve les massifs subalpins de Bauges et de la Chartreuse, principalement du domaine Vocontien, qui correspondent à des massifs préalpins calcaires. Dans le Grésivaudan, l'Isère présente une plaine alluviale formée sur des dépôts holocènes où dominent graviers et des galets. (Peiry *et al.*, 1999). Finalement, l'Isère traverse et sépare les massifs de la Chartreuse et du Vercors à Grenoble.

La géologie joue un rôle important en termes de production de sédiments, par conséquent sur la morphologie fluviale. Les cours d'eau du bassin versant de l'Isère traversent plusieurs formations géologiques, condition qui lui permet d'avoir des taux de fourniture sédimentaires différents, ce qui se traduit par une diversité de pentes, et finalement de typologie de rivières.

3.4 Types d'occupation des terres du bassin

L'utilisation des sols du bassin de l'Isère est issue de la base de données CORINE 2000 (EEA, 2005). Concernant l'utilisation des sols dans ce bassin, la classification se fait selon trois niveaux, comme présenté dans le tableau 3.2. avec la surface associée aux niveaux I et III. Le bassin présente un grand pourcentage d'aires naturelles et semi-naturelles dues principalement à la topographie accidentée et des conditions climatiques. Les utilisations anthropiques (agriculture, urbanisation, et industries) se présentent principalement dans les vallées fluviales et où les pentes sont moins importantes. Ce qui est décrit au-dessous peut se voir sur la figure 3.6., laquelle montre le niveau II de CORINE 2000, où l'utilisation agricole dans le bassin se situe dans la partie basse du bassin (vallées du Grésivaudan et de la Combe de Savoie).

L'occupation du sol a des conséquences sur les ruissellements et la production de sédiments. La couverture du sol est une des données utiles pour la caractérisation des apports solides qui sera prise en compte ultérieurement.

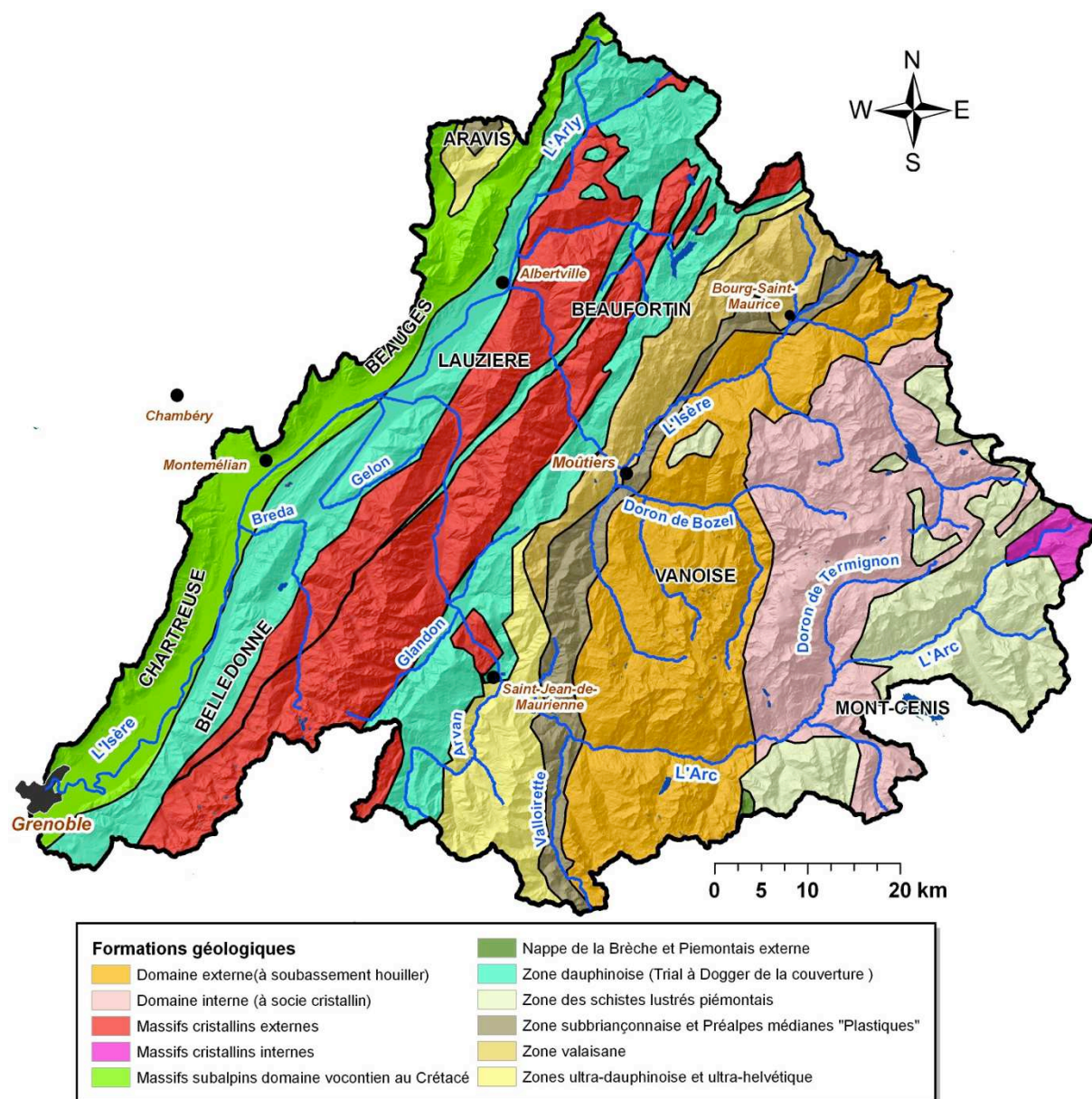


Figure 3.5. Géologie du bassin versant de l'Isère. (digitalisé d'après cartes du BRGM)

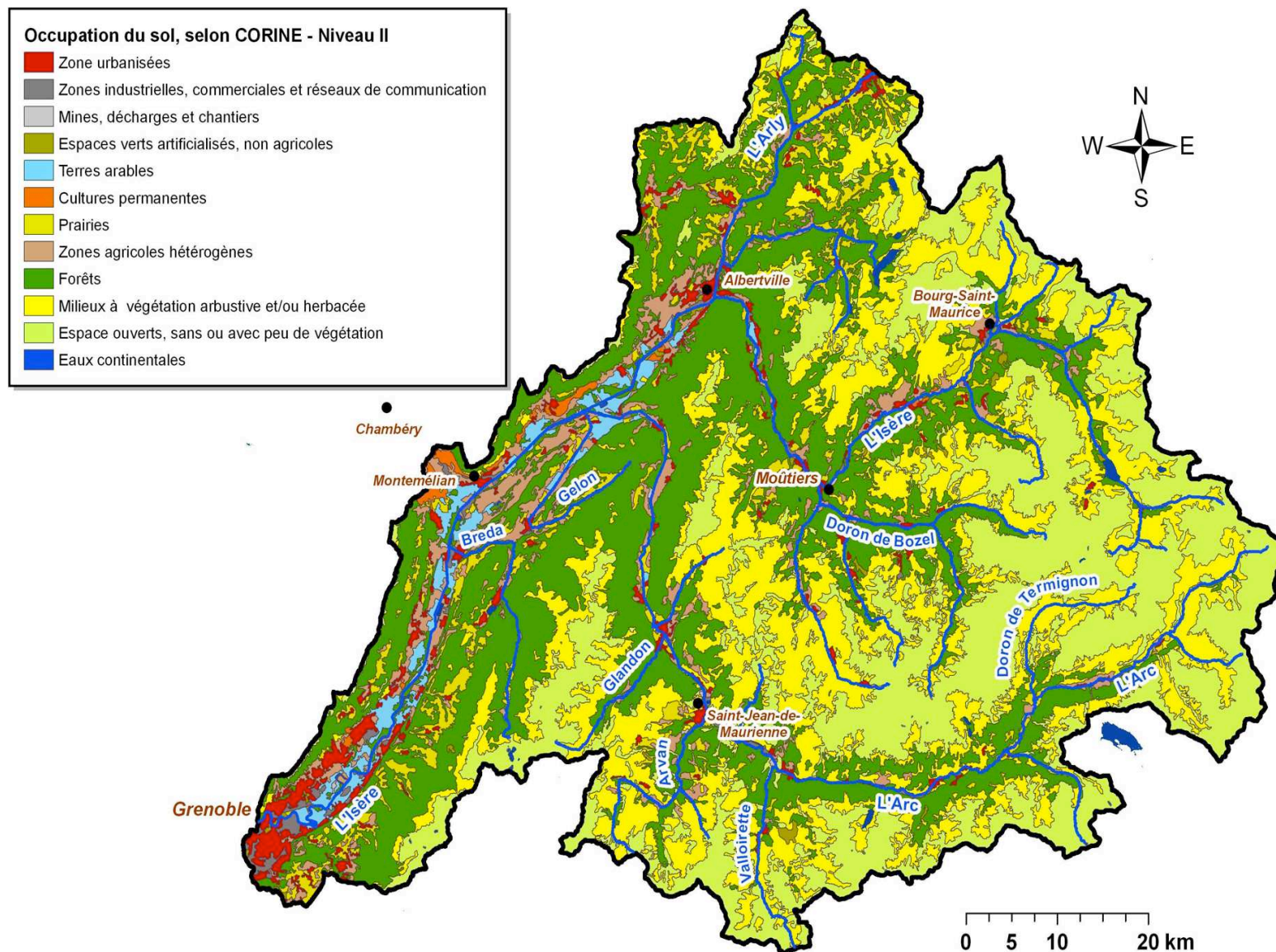


Figure 3.6. Caractérisation de l'utilisation/occupation des sols du bassin de l'Isère (CORINE Project, 2000)

Classification niveau I	Classification niveau II	Classification niveau III	Pourcentage niveau III	Pourcentage niveau I
Territoires artificiels	Zones urbanisées	Tissu urbain continu	0,03	3,2
		Tissu urbain discontinu	2,28	
	Zones industrielles ou commerciales et réseaux de communication	Zones industrielles ou commerciales	0,46	
		Réseaux routier et ferroviaire	0,09	
		Aéroports	0,01	
	Mines, décharges et chantiers	Extraction de matériaux	0,09	
		Décharges	0,00	
	Espaces vert artificialisés, non agricoles	Espaces vert urbains	0,01	
		Équipements sportifs et de loisirs	0,20	
Territoires agricoles	Terres arables	Terres arables hors périmètres d'irrigation	7,76	22,4
	Cultures permanentes	Vignobles	0,20	
		Vergers et petits fruits	0,78	
	Prairies	Prairies	5,95	
	Zones agricoles hétérogènes	Systèmes cultureux et parcellaires complexes	5,95	
		Surfaces essentiellement agricoles, interrompues par des espaces naturels importants	1,78	
Forêts et milieux semi-naturels	Forêts	Forêts de feuillus	12,84	74,0
		Forêts conifères	13,48	
		Forêts mélangées	5,56	
	Milieux à végétation arbustive et/ou herbacée	Pelouses et pâturages naturels	15,75	
		Landes et broussailles	1,02	
		Forêts et végétation arbustive en mutation	1,66	
	Espaces ouverts, sans ou avec peu de végétation	Plages, dunes, sables	0,03	
		Roches nues	14,15	
		Végétation clairsemée	7,81	
		Glaciers et neiges éternelles	1,67	
	Surfaces en eau	Zone humide	Marais	
Eau intérieure		Cours d'eau	0,11	
		Plans d'eau	0,32	

Tableau 3.2. Classification de l'occupation des sols pour le bassin de l'Isère, source : CORINE LAND COVER 2000

3.5 Hydrologie et sédiments

La disponibilité de données de débits et de sédiments est fondamentale pour évaluer l'évolution de la morphologie fluviale, donc pour le développement de cette recherche. Ici, on présente quelques caractéristiques du régime hydrologique, et la disponibilité des données sédimentaires, sans détailler pour le moment les altérations de ces deux variables de contrôle par les aménagements hydroélectriques qui sera présentée dans le chapitre 4.

3.5.1 Hydrologie

Le régime hydrologique est marqué par une période de bas débits hivernaux (décembre-février), comme conséquence du stockage nival et des écoulements plus abondants à la fin de printemps produits par la fusion des réserves de neige. La partie haute du bassin la Haute-Isère (à Val d' Isère) peut être classée comme un régime nivo-glaciaire. Le régime devient nival dans la moyenne vallée (à Moûtiers), avec un débit maximum en juin. À Grenoble, le régime de l'Isère est dominé pour la combinaison de la fusion nivale et les précipitations liquides pendant la fin du printemps et l'été, avec un maximum aussi en juin.

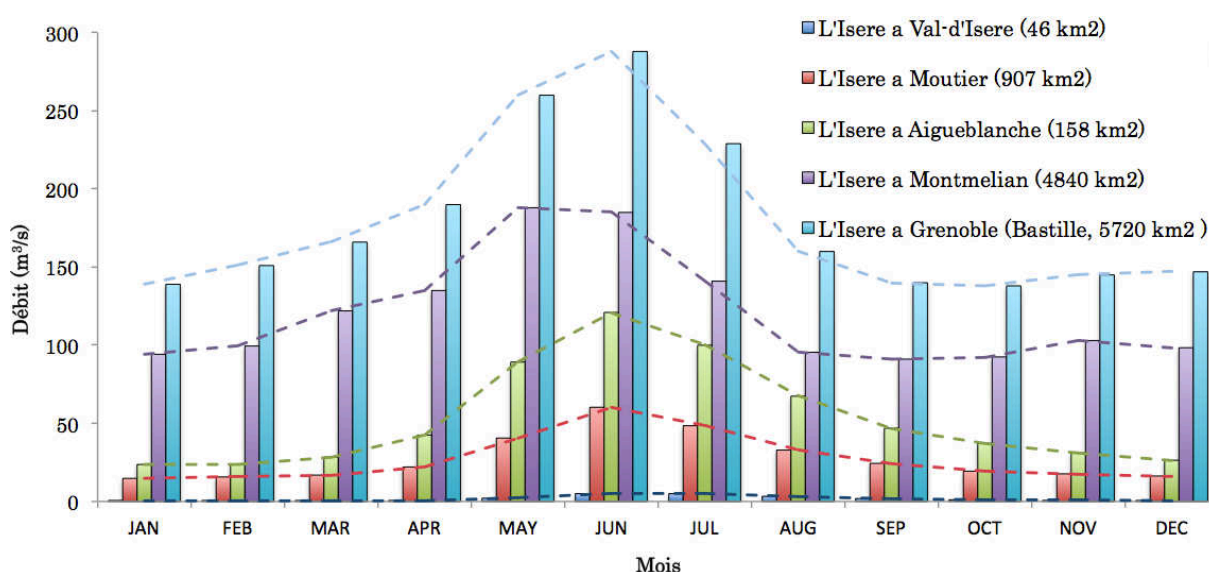


Figure 3.7. Module mensuel des débits pour les stations de l'Isère. Source banque hydro

Dans le bassin versant de l'Isère à Grenoble, il y a des séries de débits de 29 stations environ. Ces stations sont administrées par différentes institutions : Électricité de France (EDF), la Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement (DREAL Rhône-Alpes), la Direction Départementale des Territoires Isère (DDT Isère). Toutes les données de ces stations sont disponibles sur le site Web de la Banque Hydro : <http://www.hydro.eaufrance.fr/>. La disponibilité de ces séries de débits,

le code des stations et leur nom sont donnés dans le tableau 3.3., de plus la figure 3.7. montre la localisation spatiale et le module des débits annuels de chaque station pour la période de disponibilité de données .

Code	Nom de la station	Département	Disponibilité
W0000010	L'Isère à Val-d'Isère	Savoie	1948 - 2009
W0110010	L'Isère à Moûtiers	Savoie	1903 - 2013
W0110020	L'Isère à Albertville [Conflans]	Savoie	2012 - 2013
W0224010	Le Doron de Bozel à la Perrière [Vignotan]	Savoie	1948 - 2003
W0244010	Le Doron de Bozel à Moûtiers	Savoie	1903 - 1979
W0300010	L'Isère à Aigueblanche	Savoie	1955 - 2009
W0310010	L'Isère à Cevins	Savoie	non disponible
W0414010	L'Arly à Ugine [Moulin Ravier]	Savoie	1974 - 2013
W0425010	La Chaise à Ugine [Pont de Soney]	Savoie	2001 - 2013
W0434020	L'Arly à Pallud [Venthon]	Savoie	2012 - 2013
W1006010	L'Avérole à Bessans [Avérole]	Savoie	1969 - 2009
W1014010	L'Arc à Lanslebourg-Mont-Cenis	Savoie	1961 - 1977
W1024010	L'Arc à Bramans	Savoie	1970 - 2009
W1034010	L'Arc à Saint-Michel-de-Maurienne	Savoie	1948 - 2009
W1055020	L'Arvan à Saint-Jean-d'Arves [La Villette]	Savoie	2000 - 2013
W1064010	L'Arc à Hermillon	Savoie	1971 - 1980
W1074010	L'Arc à Épierre	Savoie	1973 - 1980
W1074020	L'Arc à Saint-Rémy-de-Maurienne	Savoie	1987 - 2007
W1074030	L'Arc à Aiguebelle	Savoie	2011 - 2013
W1100010	L'Isère à Chamousset [Pont-Royal]	Savoie	1969 - 2009
W1105010	Le Gelon à la Croix-de-la-Rochette	Savoie	1981 - 1982
W1105020	Le Gelon à Bourgneuf	Savoie	1981 - 1985
W1105030	Le Gelon à la Rochette	Savoie	1981 - 1984 - 2013
W1110010	L'Isère à Montmélian	Savoie	1988 - 2013
W1144020	Le Bréda à Pontcharra	Isère	2009 - 2013
W1300010	L'Isère à Barraux [La Gache]	Isère	2006 - 2009
W1310010	L'Isère au Cheylas	Isère	2006 - 2009
W1410010	L'Isère à Grenoble [Bastille]	Isère	1960 - 2013
Pas de code	L'Isère campus	Isère	1994 - 2013

Tableau 3.3. Stations de débit dans le bassin versant de l'Isère à Grenoble. Source : Banque-Hydro 2013.

Concernant le régime des débits, celui-ci se trouve altéré principalement par les extractions des eaux réalisées par les centrales de génération d'énergie électrique (en particulier celles qui ont des retenues et celles où se réalisent d'importantes dérivations d'eau vers autres bassins, court-circuitant sa continuité).

Les extractions industrielles, d'eau potable, et d'irrigation agricole ne sont pas significatives par rapport aux extractions des aménagements hydroélectriques.

L'altération sur l'hydrologie de l'Isère, peut s'observer de manière horaire, journalière, mensuelle et également annuelle. La figure 3.8 montre que les stations Arc à Saint-Michel-de-Maurienne (939 km²) et Arc à Hermillon (1505 km²) ont des modules annuels de débit supérieur à ceux des station Arc à Saint-Remy-de-Maurienne (1760 km²) localisé plus en amont. A l'échelle de temps mensuelle et intersaisonnière, le graphique de la figure 3.9. qui montre une anomalie similaire des débits moyens mensuels pour les trois mêmes stations.

A l'échelle journalière, les altérations de débit sont peu significatives en termes morphologiques. Cependant, ces altérations sont plus intenses et impliquent, pendant la période d'étiage, des impacts sur la qualité de l'eau (par exemple température, turbidité) et l'habitat aquatique, et en particulier sur les espèces qui ne peuvent pas s'adapter aux brusques changements introduits par le niveau des eaux et les vitesses de l'écoulement.

Le chapitre suivant reviendra plus en détail sur les altérations du régime hydrologique occasionnées par les ouvrages hydroélectriques.

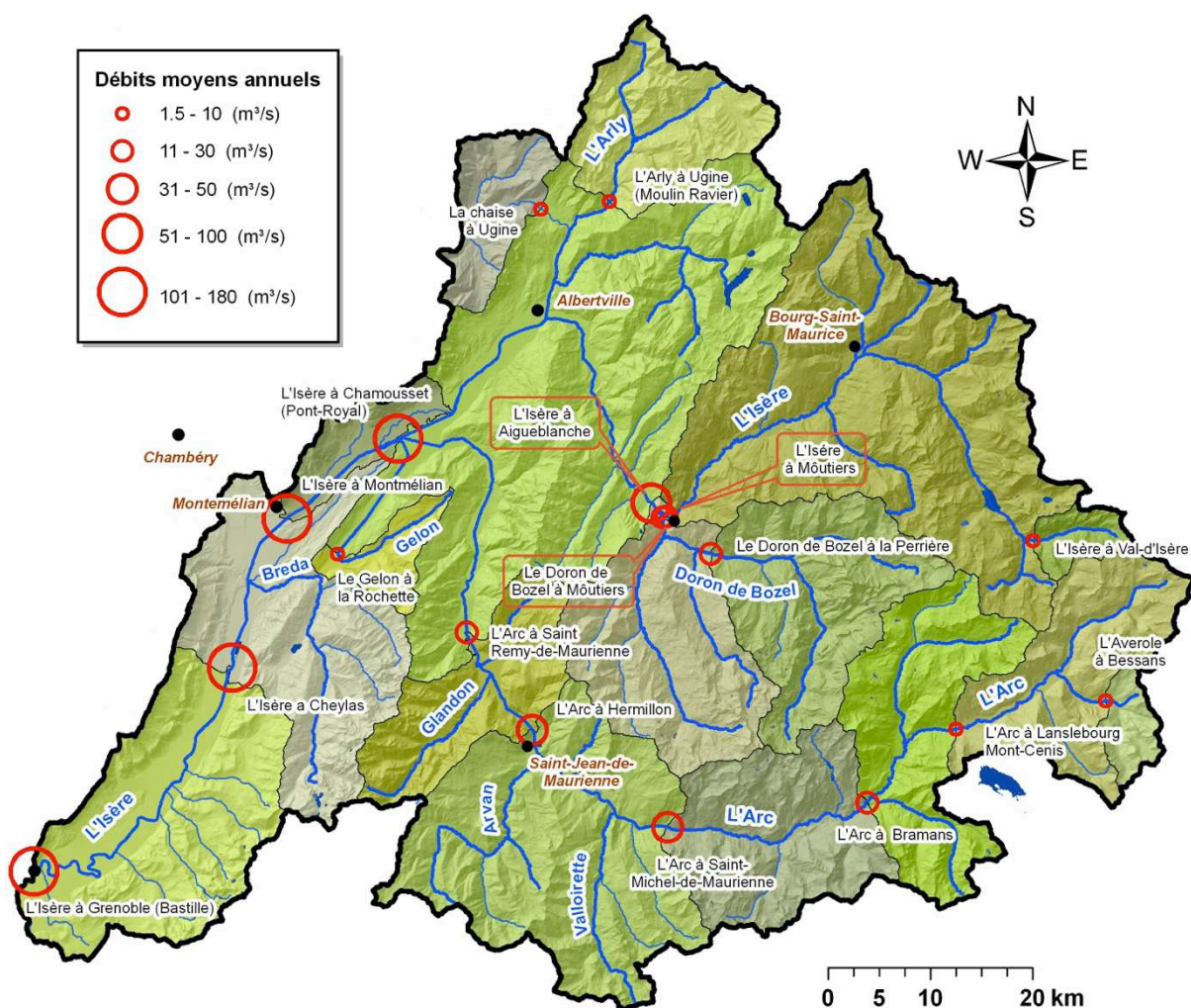


Figure 3.8. Stations hydrométriques dans le bassin versant de l'Isère et module annuel de débit. Source: Banque hydro

3.5.2 Régime sédimentaire

Le bassin versant de l'Isère n'est pas l'exception par rapport à d'autres bassins en ce qui concerne le manque de données de sédiments. Dans le cas du transport du fond, il existe de rares mesures en quelques points dans le bassin versant et en particulier pour l'Arc. Quelques essais pour mesurer le transport de fond ont été récemment réalisés, avec l'objectif d'établir les types de dispositifs les plus appropriés pour des rivières de montagne comme l'Isère et l'Arc (Camenen *et al.*, 2012).

Les mesures du transport en suspension (MES) sont plus fréquentes sur le réseau hydrographique du bassin versant Isère. Elles ont été motivées par l'intérêt d'Électricité de France (EDF) sur les opérations de chasses. Un des premiers efforts pour mesurer les MES a commencé en 1994 avec le travail de Peiry (1996 et 1997). Pendant la période 1996-2006, la fréquence de prélèvement a été journalière, après 2006 un turbidimètre pour l'obtention indirecte et continue de MES, ce qui a permis d'enregistrer les flux pendant des crues, par conséquent améliorer les calculs de la charge en suspension annuelle et les bilans de MES. Dumas (2008) a indiqué que la variabilité inter-annuelle de ces flux est forte et que le transit annuel de MES est très supérieur à celui de matière dissoute totale. La figure 3.10. montre le réseau des stations de mesure de turbidité et de prélèvement automatique actuellement disponibles pour le bassin versant de l'Isère.

Pour l'Isère, à la station Campus, Mano (2008) a déterminé que 50% du flux annuel de MES est transféré dans environ 1,5% du temps et qu'il est transporté dans 2% du volume annuel d'eau. Ce flux de MES est concentré dans le temps se produit pendant la période de fusion nivale.

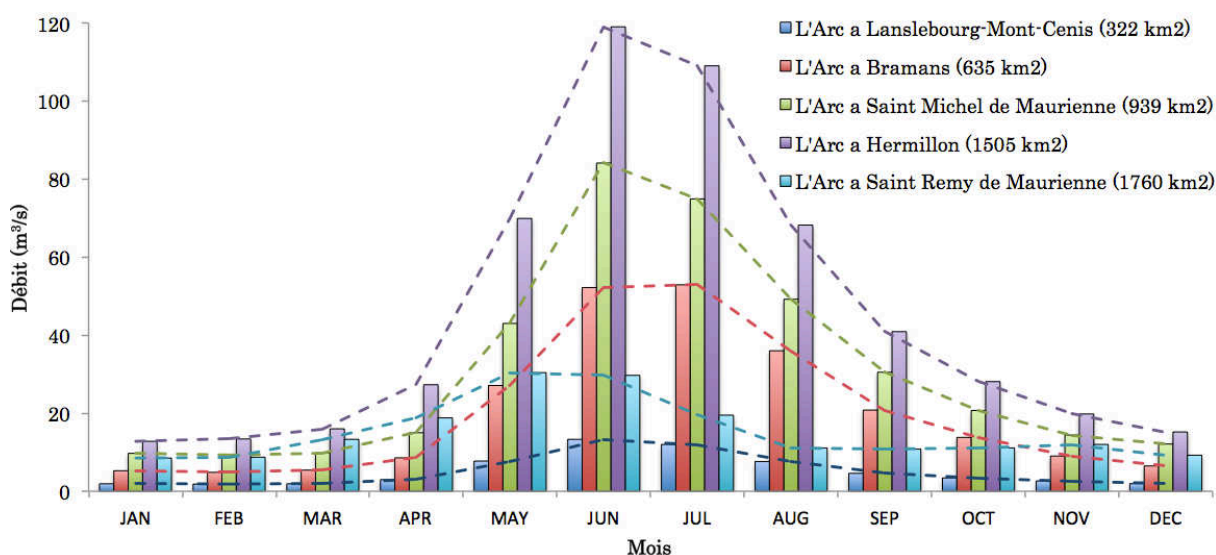


Figure 3.9. Module mensuel de débit pour les stations de l'Arc. Source: Banque hydro.

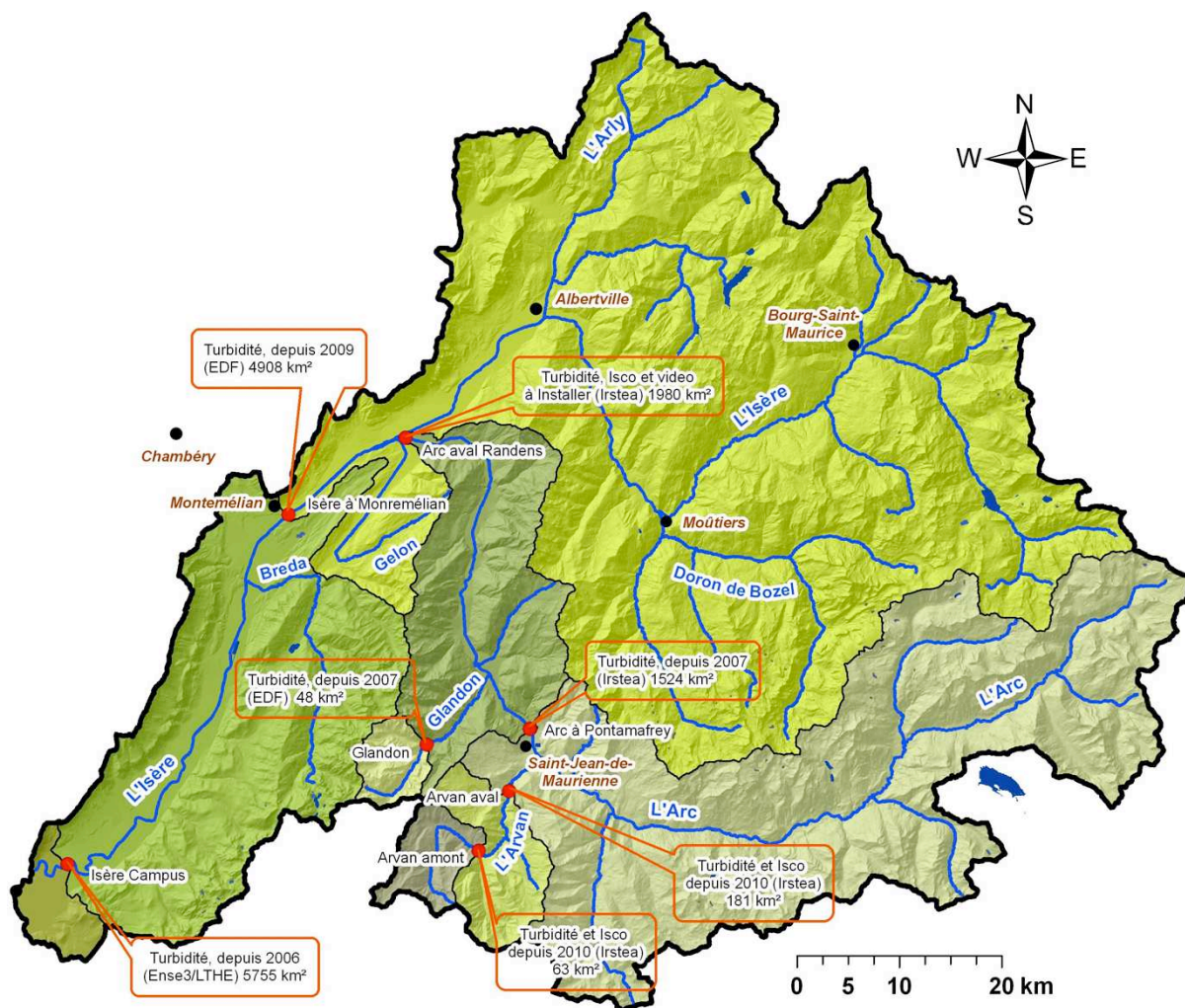


Figure 3.10. Stations de mesures indirectes de MES dans le bassin versant de l'Isère et l'aire de drainage associée à chaque station. Source: Némery *et al.*, 2012.

3.6 Les ouvrages hydroélectriques dans la vallée de la Maurienne et la Tarentaise.

Peiry *et al.* (1999) ont décrit le système d'aménagement hydroélectrique du bassin versant de l'Isère comme : « le plus ancien, le plus dense et très certainement l'un des plus sophistiqué au monde ». Edouard et Vivian (1984) ont identifié trois étapes du développement hydroélectrique dans les Alpes :

- i) Avant 1920-1930 : développement de la configuration de dérivations – conduite forcée – turbine placée au pied de la conduite. Ces aménagements ont une production limitée parce qu'il sont fortement dépendants des fluctuations de l'hydrologie (faible capacité de stockage) ;

- ii) Entre 1930 et 1960-1970 : les systèmes ont eu deux formes, la première correspond à de grands barrages construits dans les vallées les plus profondes (comme le barrage de Tignes), de cette manière, le grand volume de stockage permettrait d'affranchir les contraintes hydrologiques ; le deuxième correspond aux ouvrages de dérivation, localisés dans des vallées glaciaires, qui court-circuitent la continuité de régime de débit de tronçons de rivières par plusieurs dizaines de kilomètres (comme les ouvrages de l'Arc en Maurienne) et ;
- iii) Dans la décennie 1970, les STEP ont été incorporés au réseau électrique, de manière à satisfaire les pics de la demande énergétique journalière.

Dans la figure 3.11, on présente tous les aménagements du bassin Isère et ses différentes typologies. Sur cette figure, on remarque les unités ou systèmes d'aménagements que l'on cite dans la liste ci-dessous. Comme nous le verrons plus tard, ces unités correspondent à des nœuds qui délimitent les différents tronçons.

- Barrage de Tignes et dérivation vers la Centrale de Malgovert et barrage de compensation de Montrigon.
- Les prises d'eau des affluents de l'Isère (y compris le barrage de Séloge) et prises d'eau de Tré-la-Tête, Mont Tondu et du Plan Jovet vers les barrages de Roselend, et les Barrages de la Girotte et la Gittaz.
- Le barrage de Saint Guerin et la dérivation vers la centrale de la Bâthie.
- Les transferts entre Isère-Arc-Avérole (prises d'eau de Lenta, l'Ecot, le Vallonet, les Roches, le Vallon) et entre Arc-Mont-Cenis-Arc (prises d'eau de Rebruyant, Chenaillon, Charbonel, d'Andagne, Ribon et Chatel), en haut du bassin, fond de vallées de la Maurienne et de la Tarentaise.
- Transfert Isère-Arc entre la prise d'eau du barrage d'Aigueblanche vers la centrale Randers et le système STEP de la Coche.
- Prises d'eau Pont des Chèvres, systèmes Bisorte et Super Bisorte, et prise d'eau de la Centrale du Chateland.
- Prise d'eau Saint-Martin-de-la-Porte vers le bassin de Longefan partie du transfert Arc-Isère dont la restitution est après la centrale de Cheylas.

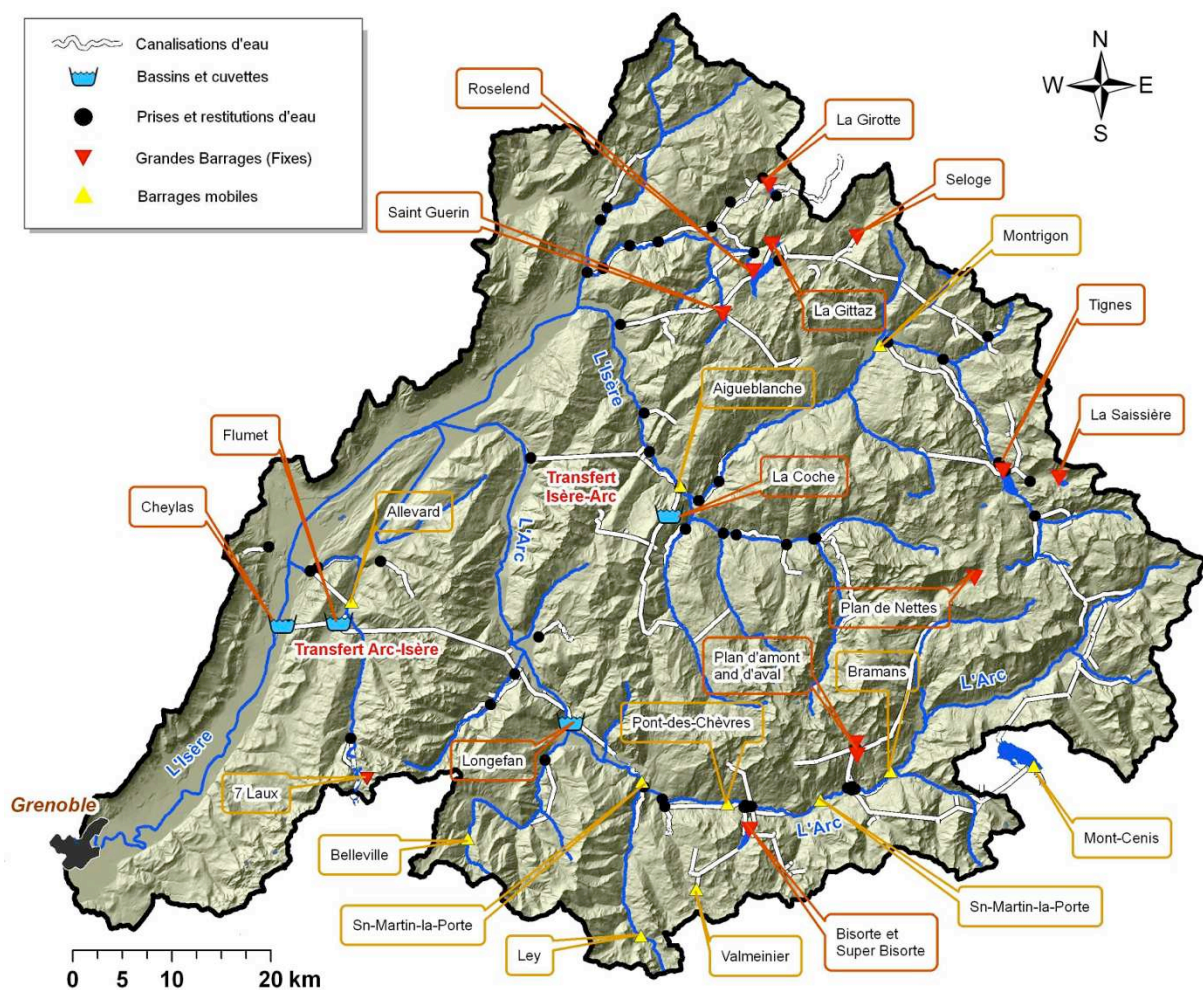


Figure 3.11. Aménagements hydroélectriques dans le bassin versant de l'Isère

En ce qui concerne les données des opérations des centrales hydroélectriques et des ouvrages associés comme les extractions d'eau, stockages et restitutions, nous avons travaillé avec des données approximatives et schématiques pour décrire les altérations introduites par les aménagements hydroélectriques qui ont des conséquences sur la morphologie.

L'objectif de ce travail est en effet de développer une méthode d'évaluation des impacts, mais en aucun cas d'étudier les impacts des aménagements hydroélectriques du bassin versant de l'Isère. L'application de la méthode à ce bassin versant doit donc être considérée comme une illustration de la méthode et les conclusions sont limitées du fait des approximations des données utilisées.

3.7 Synthèse du chapitre.

On a présenté les caractéristiques de notre site d'étude. Les données hydrométriques proviennent de la Banque Hydro. Les données spatialisées que l'on va utiliser pour le développement des modèles d'évolution du lit sont précisées ci-après. On utilisera le système de coordonnées projetées Lambert II étendu:

- Modèle Numérique de Terrain (MNT) avec une maille de 25 m (BD ALTI de l'IGN),
- D'occupations des sols (BD Corine Land Cover 2000) ;
- L'hydrographie (BD CARTHAGE de l'IGN)
- Formations géologiques digitalisées (cartes du BRGM);
- Aménagement hydroélectrique EDF (de l'ING)

En ce qui concerne la période d'intérêt (1930-1980), on a très peu de données sur l'hydrologie et l'utilisation du sol avant la construction des aménagements. Malgré cette contrainte, il existe quelques stations hydrométriques qui peuvent nous apporter des enregistrements qui peuvent être transposés pour les autres stations. Pour les occupations du sol, on va utiliser le BD Corine 2000, avec l'hypothèse que les changements de l'occupation du sol dans la grande partie du bassin versant n'ont pas été significatifs, en considérant que la majorité de la surface du bassin correspond à des forêts et milieux semi-naturels (74,0%) composée principalement de forêts (31,9%), espaces ouverts, sans ou avec peu de végétation (22,7%) et milieux à végétation arbustive et/ou herbacée (18,4%).

Nous avons sélectionné le bassin versant de l'Isère car, comme nous l'avons montré dans ce chapitre, il comporte différentes typologies de rivières, dues à leurs diverses caractéristiques au niveau géologique, hydrologique, climatique, relief, etc. mais aussi par ses systèmes complexes de production hydroélectrique.

4

Modélisation conceptuelle–analytique pour l'évolution de la morphologie du lit.

4.1	INTRODUCTION.	64
4.2	CONCEPTUALISATION DU COMPORTEMENT DE LA MORPHOLOGIE FLUVIALE DEPUIS LE BASSIN VERSANT JUSQU'AU TRONÇON DE RIVIÈRE.	64
4.3	LES ALTÉRATIONS DES VARIABLES DE CONTRÔLE DUES AUX AMÉNAGEMENTS HYDROÉLECTRIQUES.	68
4.3.1	<i>Altération sur l'hydrologie</i>	69
4.3.2	<i>Altération sur les apports sédimentaires</i>	74
4.4	MODÈLE CONCEPTUEL POUR LA RÉPONSE MORPHOLOGIQUE À L'ÉCHELLE DE BASSIN VERSANT.	82
4.5	APPLICATION AU BASSIN VERSANT DE L'ISÈRE À L'AMONT DE GRENOBLE.	91
4.5.1	<i>Décomposition en tronçons homogènes</i>	91
4.5.2	<i>Évaluation de l'altération sur l'hydrologie</i>	93
4.5.3	<i>Résultat de l'altération sur les apports sédimentaires.</i>	96
4.5.4	<i>Trajectoires de l'évolution : intensités, directions et tendances.</i>	97
4.5.5	<i>Validation et limitations du modèle.</i>	105
4.6	SYNTHÈSE DU CHAPITRE.	108

4.1 Introduction.

Ce chapitre présente le développement du modèle conceptuel – analytique pour la prédiction de la réponse de la morphologie fluviale. L'exposé abordera successivement les besoins du projet SHARE (*Sustainable Hydropower in Alpine Rivers Ecosystems*, 2012), les questions de recherche posées et enfin l'application du modèle sur le bassin versant de l'Isère et ses limitations.

Le modèle est basé sur l'intégration de cas d'études, analyses empiriques et relations conceptuelles qui ont été présentées au chapitre 2, qui vont permettre de faire des prévisions des directions et des intensités des changements de différents tronçons de la rivière. Les tronçons connectés par des nœuds en respectant les relations amont-aval en suivant une logique du fonctionnement du bassin versant. Nous présentons les hypothèses de travail et les simplifications faites sur le cas d'application au bassin versant de l'Isère, les données pour la validation et une discussion des résultats. Nous concluons ce chapitre par un ensemble de questions qui restent à résoudre.

4.2 Conceptualisation du comportement de la morphologie fluviale depuis le bassin versant jusqu'au tronçon de rivière.

L'objectif initial du projet SHARE (2012) de développer une modélisation des impacts morphologiques à l'échelle du bassin versant pour différents types d'ouvrages hydroélectriques a été précisé en conclusion de l'étude bibliographique où l'on a défini trois axes de travail qui ont suscité le développement d'un modèle à l'échelle de bassin versant. Ce modèle doit pouvoir fournir la tendance moyenne des changements morphologiques sur un ensemble de tronçons de rivière considérés chacun comme **homogène**.

Le fait de travailler à l'échelle d'un grand bassin versant, tel que celui de l'Isère, impose de considérer la forte variabilité des caractéristiques des processus aussi bien sur les versants que sur les lits. Pour cette raison, on a utilisé des outils d'analyse spatiale, comme ceux qui sont présents dans les Systèmes d'Information Géographique (SIG). Durant cette dernière décennie, le couplage entre les modèles conceptuels – analytiques et les SIG, a fourni des outils de modélisation composites puissants et robustes (Darby et Van de Weil, 2003).

Dans ce modèle, on va séparer le réseau hydrographique en **tronçons homogènes** en fonction des caractéristiques morphologiques. On va prendre en compte des facteurs de contrôle en considérant des **caractéristiques physiques des rivières** (par exemple tronçon confiné ou divagation libre) et les **caractéristiques des aménagements hydroélectriques**. Pour chaque tronçon le modèle donnera les tendances des ajustements moyens et on va considérer des tronçons assez longs, pour conserver une relation cohérente avec l'échelle spatiale du bassin versant (5818 km² et 182 km de longueur du chenal principal). Par exemple, dans le cas où l'on a deux restitutions d'eau provenant de différentes usines hydroélectriques à faible distance les unes des autres, on va maintenir un seul tronçon. La figure 4.1. illustre la situation décrite dans ce paragraphe.

Ces tronçons de rivières formeront les éléments fondamentaux de l'analyse du modèle et leur assemblage sera réalisé à travers des nœuds dans lesquels, comme on a déjà mentionné, il existe des singularités telles que des confluences, site de barrage, points d'extraction d'eau et de restitution. L'évolution morphologique de chaque tronçon sera évaluée à l'aval de ces singularités.

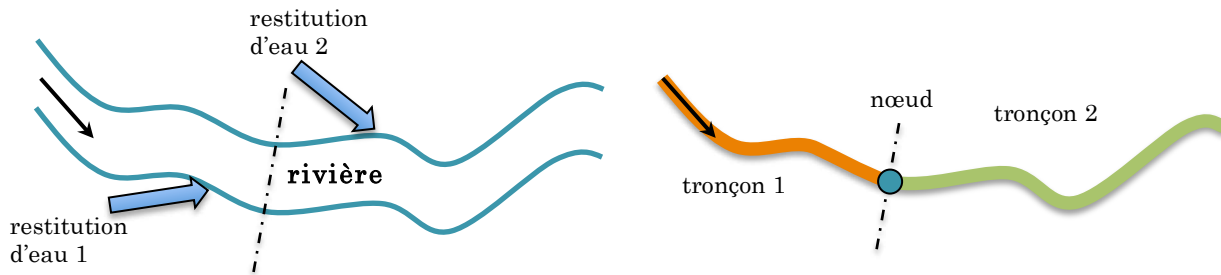


Figure 4.1. Exemple du découpage du réseau hydrographique. À gauche, la rivière avec deux restitutions d'eau depuis des usines hydroélectriques (ou des affluents), comme les restitutions sont proches, on décompose le réseau en deux tronçons comme le montre la figure à droite.

Équilibre et trajectoires

Comme on a déjà vu dans le chapitre précédent, pratiquement tous les modèles du type conceptuel, empirique et analytique considèrent des conditions d'équilibre dynamique (une discussion complète sur ce concept a été faite dans le paragraphe 2.3.1 de ce document). Nous avons gardé et intégré cette hypothèse dans notre modèle. En conséquence, dans notre analyse on considère trois régimes ou états, comme illustré sur la figure 4.2. Dans un premier temps (avant la modification des forçages), le tronçon de rivière présente une condition d'équilibre dynamique entre ses **seuils morphologiques** (c'est-à-dire à moyen terme la capacité de transport « égale » au sédiment disponible à transporter), que l'on a nommé régime **A**. Une **perturbation** externe capable d'induire une altération significative aux facteurs de contrôle (dans le bassin versant ou localement, mais dans notre cas en raison des aménagements hydroélectriques), change le régime initial **A** lequel est remplacé par le régime **C**. La transition de l'état **A** à l'état **C** s'appelle période de relaxation ou état transitoire et sa durée est nommée le **temps de réponse**. On a idéalisé deux types de réponse, en fonction de l'intensité de la perturbation et du type de rivière, désignés **C'** et **C***. Le nouvel état d'équilibre dynamique **C'**, est atteint après une période de temps court et les caractéristiques morphologiques des rivières ne changent pas fondamentalement, donc la rivière s'adapte en absorbant les altérations et on parle d'une réponse passive. L'état **C*** implique des ajustements importants des caractéristiques morphologiques de la rivière qui peut signifier une métamorphose du cours d'eau.

Comme nous avons mentionné dans le chapitre 2, les processus qui se développent depuis la rupture de l'équilibre jusqu'au nouvel état d'équilibre peuvent être conceptualisés comme une **trajectoire**, qui indique la tendance de l'évolution comme celle qui est illustrée sur la figure 4.2. Ces trajectoires sont caractérisées par une **direction** et une **intensité**.

La figure 4.3. montre différents schémas qui expliquent l'interaction entre les variables de contrôle et comment ils déterminent finalement la morphologie du lit pour un tronçon de rivière dans le contexte du système fluvial et de l'hydro-système. Ayant comme base les idéalizations de Morisawa et Vemuri (1975) ; Thorne (1997) ; Buffington *et al.* (2003) ; Piégay et Schumm (2003) ; et Grant *et al.*, (2003) et considérant les deux principaux facteurs de contrôle de la morphologie des cours d'eau, nous avons adapté ces concepts aux besoins de cette recherche. Le schéma présenté sur la figure 4.4, montre les contrôles et interactions depuis le bassin versant jusqu'au tronçon de la rivière et donne le cadre conceptuel pour les composants du modèle qui sera présenté par la suite.

Selon certains auteurs (par exemple Montgomery et Buffington, 1998 ; Buffington 2003 ; Piégay et Schumm, 2003) la végétation est une variable de contrôle supplémentaire de la morphologie. On peut distinguer la végétation morte (Débris Ligneux Grossier, DLG) déposée ou en transit et la végétation vivante présente sur les berges et les bancs. Pour nous, le DLG ne représente pas un facteur de contrôle de premier ordre dans le réseau hydrographique de l'Isère au même niveau que les régimes de débit et de sédiment comme nous avons constaté visuellement lors d'une visite sur le terrain. Moulin (2005) a reconnu qu'il existe une structure spatiale robuste de la distribution du bois mort au long de l'Isère, associé à des îles végétalisées, des bancs mobiles et des chenaux multiples. Pour la végétation vivante dans le lit, on peut vérifier son importance dans la partie basse de l'Isère, dans le Grésivaudan, à l'aval de la confluence Isère – Arc (Allain Jegou, 2002). Dans ce cas, on ne considère pas la végétation comme un facteur de contrôle de même importance que les débits liquides et la charge sédimentaire, mais comme nous verrons plus tard, comme un potentiel d'ajustement du lit consécutif à un dépôt de sédiments, produit de la diminution de la capacité de transport.

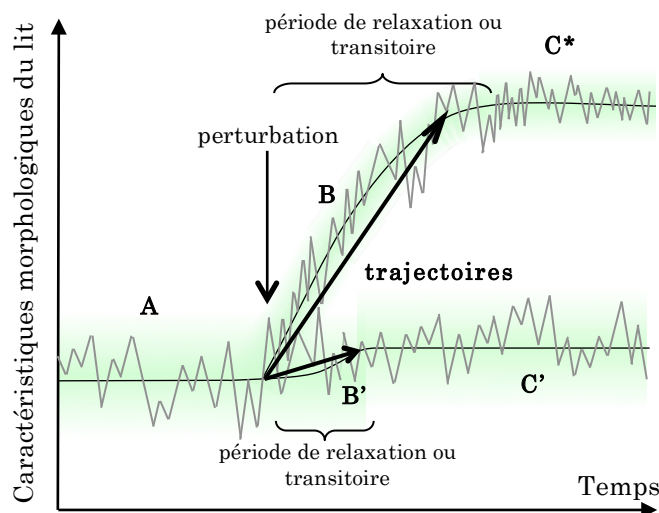
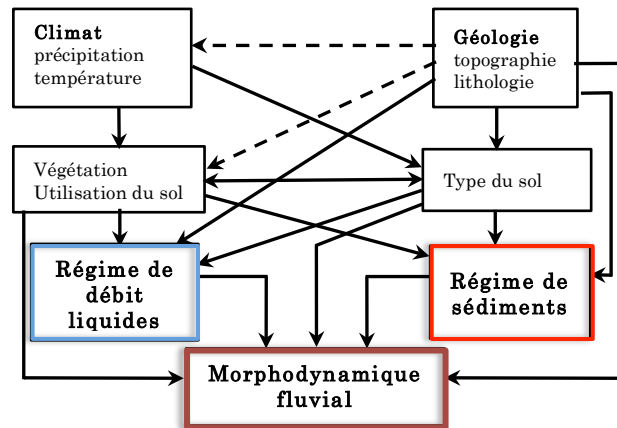
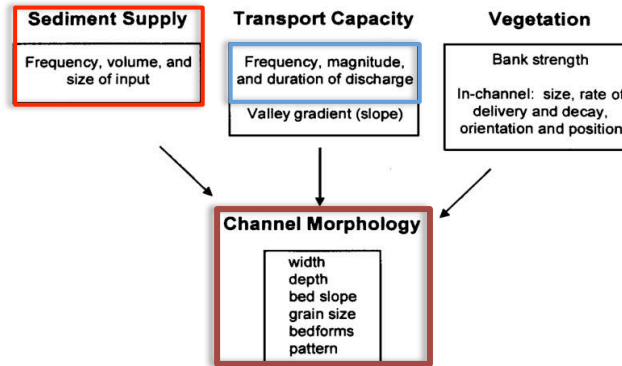


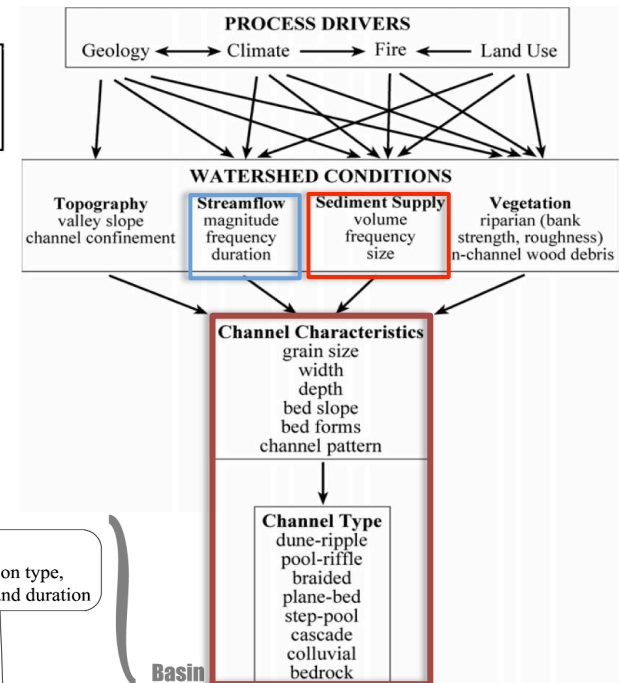
Figure 4.2. Schématisation de l'évolution temporelle de la morphologie d'un cours d'eau suivie d'une perturbation durable capable de modifier les contrôles morphologiques : depuis un état «A» jusqu'à un état «C» équilibres dynamiques, en passant par un état transitoire. Modifié à partir de Werritty (1997) ; Petts et Gurnell, (2005) et Gregory et Downs (2008)



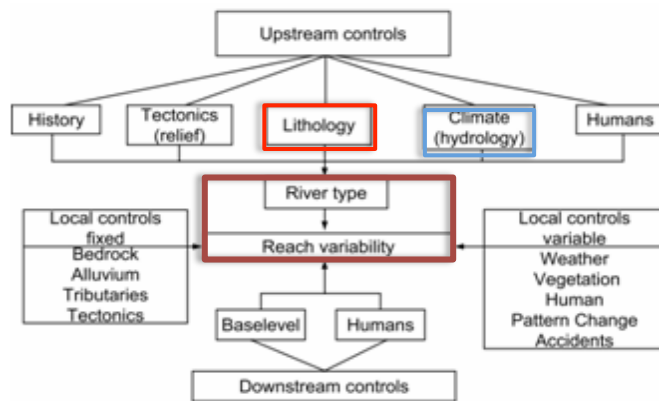
a) Morisawa et Vemuri, 1974



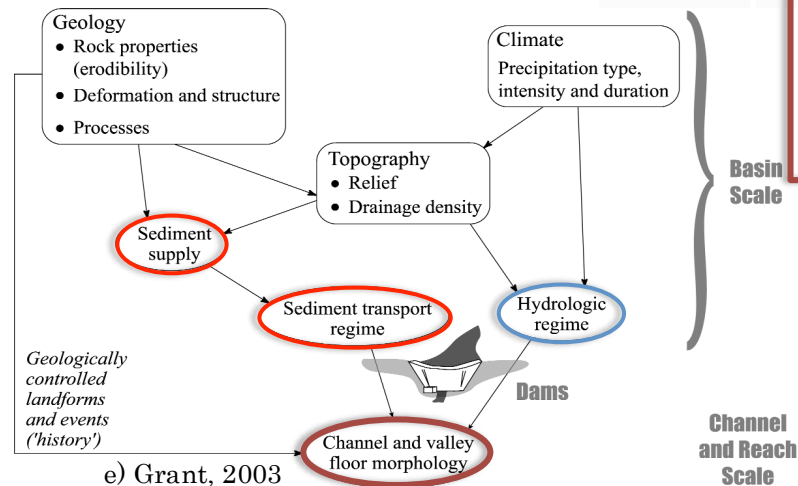
b) Montgomery et Buffington, 1998



c) Buffington *et al.*, 2003



d) Piégay et Schumm, 2003



e) Grant, 2003

Figures 4.3. Différents schémas pour expliquer les relations entre les variables de contrôle. On a remarqué les facteurs en commun de ces schémas où en bleu : c'est le régime de débit liquide ou l'hydrologie ; en rouge : les apports sédimentaires ; et en marron : la morphologie du lit.

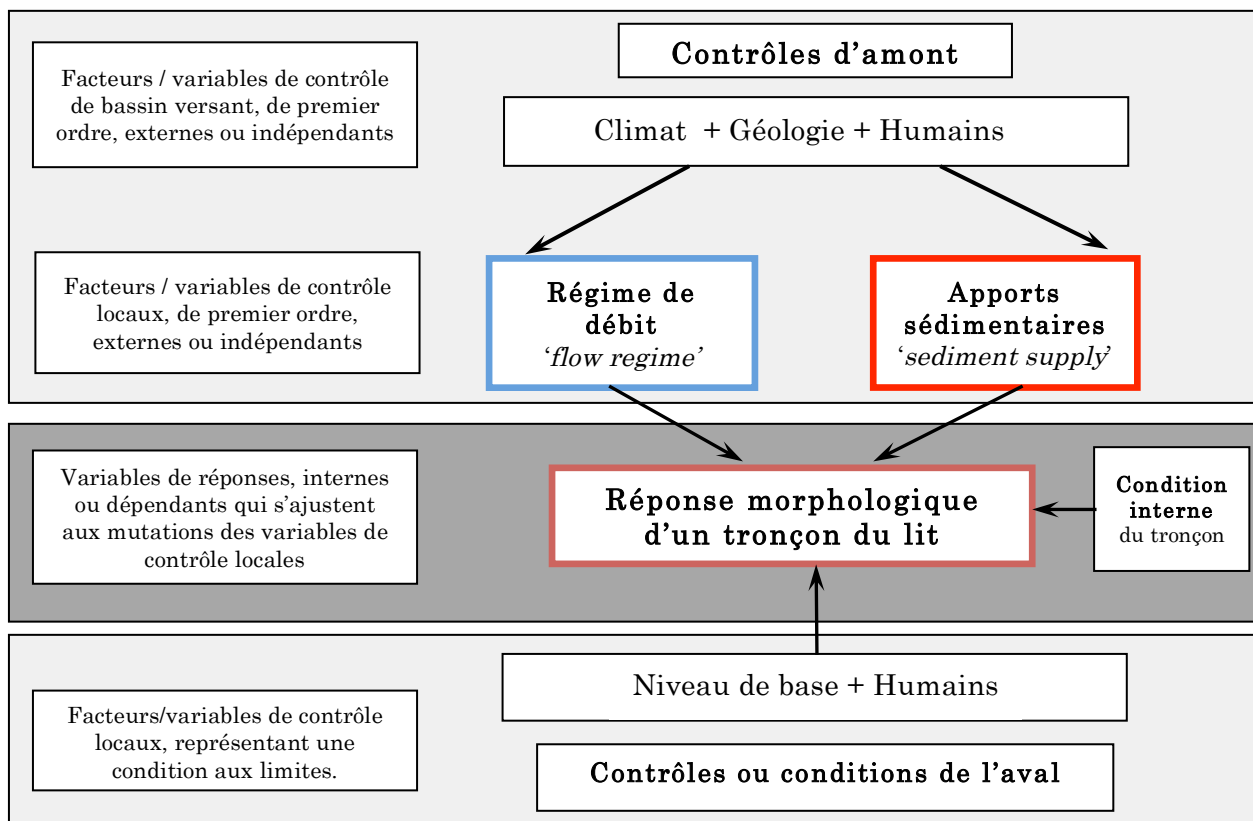


Figure 4.4. Dépendance des caractéristiques morphologiques d'un tronçon alluvial dans le système fluvial, modifié à partir de Morisawa et Vemuri (1975) ; Thorne (1997) ; Buffington *et al.* (2003) ; Piégay et Schumm (2003) ; et Grant *et al.*, (2003).

4.3 Les altérations des variables de contrôle dues aux aménagements hydroélectriques.

La réaction du lit du fait des modifications effectuées sur les deux variables de contrôle, seront observées sur les autres variables que l'on appelle **variables de réponse** ou variables morphologiques d'**ajustement**, comme nous avons indiqué antérieurement (voir figure 2.5.). Fondamentalement, les variables de réponse correspondent aux caractéristiques géométriques et de texture de sédiment du lit. Ce sont les variables de réponse qui permettent à la rivière de s'ajuster aux mutations des variables de contrôle (Werritty 1997; Malavoi et Bravard, 2010).

En conséquence, on considère que les deux variables ou facteurs de contrôle qui exercent la plus grande influence sur les caractéristiques du cours d'eau correspondent au régime de débit et aux apports sédimentaires (Lane, 1955; Schumm et Khan 1973 ; Morisawa et Vemuri, 1975; Knighton, 1984 ; Werritty, 1997; Brandt, 2000a ; Grant, 2003 et 2012; Schmidt et Wilcock, 2008 ; Malavoi et Bravart, 2010, entre autres)

4.3.1 Altération sur l'hydrologie

4.3.1.1 Constat de l'altération de l'hydrologie

Parmi les actions humaines qui peuvent altérer le régime de débit, nous pouvons distinguer des sources ponctuelles de celles qui sont de caractère distribué. Deux exemples d'altérations distribuées sont les modifications sur le climat (changement climatique) et les changements sur l'utilisation du sol ou les altérations de la couverture du sol (pour forestation/déforestation, incendie, urbanisations, etc.). Ce travail ne s'intéresse pas pour l'instant à l'analyse de ces altérations sur le régime de débit, mais des altérations de type ponctuel correspondant aux prélèvements (extractions) d'eau, stockage (régulation, modulation) et sa restitution, en particulier sur les modifications produites par des aménagements hydroélectriques. Le régime de débits, dans le contexte de la morphologie fluviale est donc lié à la capacité que possède une rivière (ou un tronçon de rivière) pour transporter le sédiment qui provient de l'amont ou bien des versants de son bassin de drainage.

Dans le cas des centrales hydroélectriques, les extractions d'eau, le stockage et la restitution, peuvent perturber considérablement le régime de débit d'un tronçon de rivière, de quelques tronçons ou même de tout un bassin versant y compris les zones côtières adjacentes (McCully, 2001), dans le cas d'un ensemble d'aménagements comme c'est le cas pour le bassin versant de l'Isère.

En fonction du type d'aménagement hydroélectrique, de sa capacité de stockage et de son mode d'exploitation, les effets sur l'hydrologie peuvent être sensibles à différentes échelles temporelles. Pour assurer l'extraction en termes d'apport d'eau, les prises d'eau sont accompagnées de barrage (mobile ou statique) ou seuils qui génèrent des retenues. Ces retenues peuvent avoir des volumes très variés, donc la régulation du débit peut être horaire, journalière ou mensuelle y compris saisonnière. La modulation de débit à travers le stockage d'eau et les règles d'opération de barrage, se traduit par un effet plus important sur l'hydrologie (Graf, 2006).

Par exemple, pour des usines qui produisent de l'énergie pendant les heures de plus grande demande (heures de pointe) ses effets sur l'hydrologie sont appréciés à une échelle horaire, comme ce qui est montré sur la figure 4.5. Seulement dans des cas particuliers, ce type de régulation horaire génère des impacts sur la morphologie, régulant des débits fréquents, donc peu importants en termes de travail morphologique. Par contre, ces régulations de débit ont de grands impacts sur la qualité de l'habitat aquatique, notamment pour la faune macrobenthique (Kopecki *et al.*, 2012).

En considérant une échelle journalière ou même mensuelle, nous pouvons identifier des altérations sur l'hydrologie. Par exemple pour la station Isère à Moûtiers on présente sur la figure 4.6. deux courbes de débits classées pour les périodes avant et après la mise en service de la retenue du Chevril (appelé aussi barrage de Tignes) et de Montrigon. A partir de ces courbes, on peut remarquer la diminution des fréquences de débits hauts (supérieurs aux 15 m³/s) qui, bien qu'ils soient moins fréquents, ont un rôle important sur la morphologie.

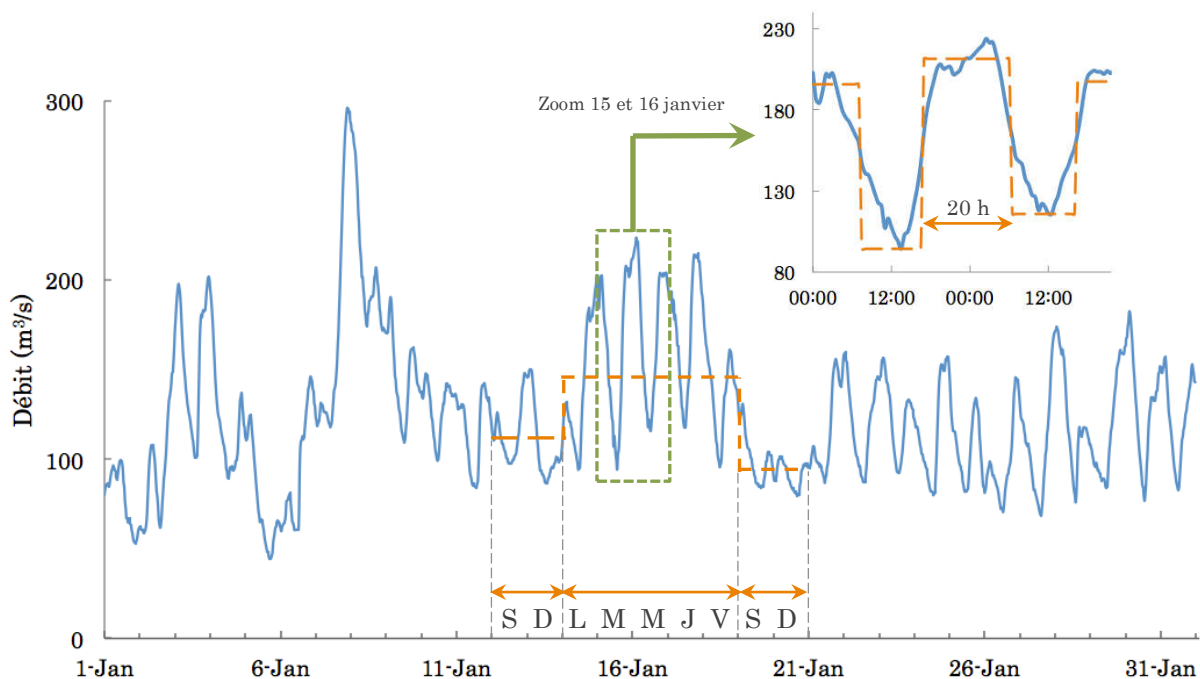


Figure 4.5. Hydrogramme horaire de l'Isère à la station Campus (LTHE-EDF), pour le mois de Janvier 2008, dans le zoom, les débits horaires du 15 et 16 janvier avec une modulation « *hydropeaking* » de 93 m³/s à 217 m³/s en 12 h. Nous pouvons constater la présence de deux échelles de modulations lesquelles sont fonction de la demande énergétique. Au niveau journalier et au niveau hebdomadaire. A cette dernière échelle, l'*hydropeaking* est plus significatif, car la demande énergétique du lundi au vendredi est plus importante. Cette station est influencée par tous les aménagements hydroélectriques du bassin versant, mais particulièrement par la restitution de la centrale hydroélectrique du Cheylas (en service depuis 1979).

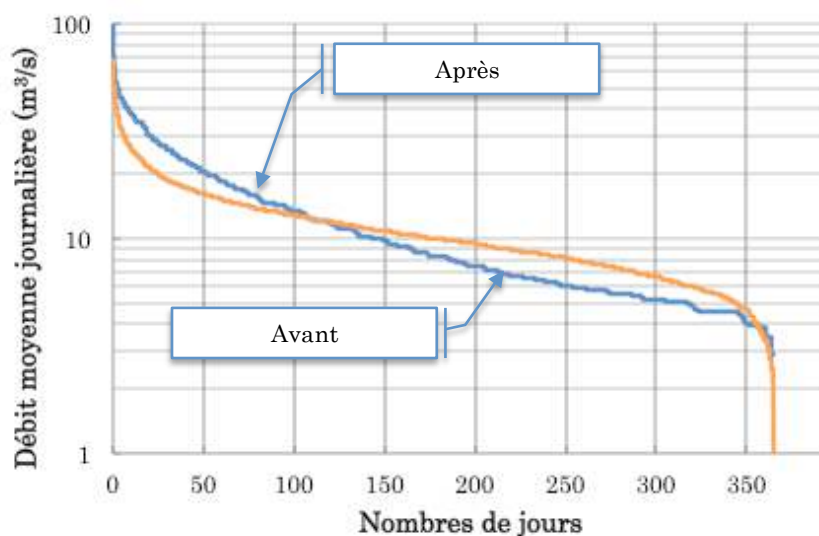


Figure 4.6. Courbes de débit classées journalières, pour la station Isère à Moûtiers (DREAL Rhône-Alpes), pour les périodes avant (en couleur bleu) et après (en couleur orange) la mise en service des barrages de Tignes et Montrigon en 1953. On peut constater que pendant des périodes des débits plus importants (plus que 10 m³/s), le stockage d'eau dans la retenue fait diminuer sa fréquence, par rapport à la situation initiale. Par conséquent, il y a moins de débits importants durant l'année. Au contraire, la fréquence des plus faibles débits est plus élevée, due au lâcher de l'eau stockée.

En fonction de l'importance relative de l'**extraction** d'eau et de celle des débits passants, la capacité de transporter le sédiment vers l'aval peut changer, surtout si cela affecte les débits supérieurs au débit critique seuil de début de mouvements de particules de sédiments par charriage. Par conséquent, à l'aval d'une extraction la capacité de transport sera généralement diminuée.

Pour le cas de la **restitution** d'eau, on peut trouver deux situations générales : i) restitution dans un autre cours d'eau (transbassin) ; ii) restitution sur le même cours d'eau. En général, à l'aval d'une restitution la capacité de transport sera augmentée.

i) Restitution dans un autre bassin versant : cela correspond au transfert d'une partie du débit d'un bassin versant ou autre, laissant le tronçon d'eau en aval de l'extraction sans possibilité de récupérer le débit perdu. En fonction de la règle d'opération commandée pour la production d'énergie, généralement en aval du point où se produit la restitution, le tronçon aura une capacité de transport plus importante qu'à l'origine.

Un exemple de restitution suivi d'un transfert d'une vallée à une autre correspond au système d'aménagement Arc-Isère. Ce système transfère de l'eau depuis la rivière Arc (Vallée de la Maurienne) à Saint-Jean-de Maurienne, jusqu'à la rivière Isère (Vallée du Grésivaudan) au Cheylas, comme c'est montré sur la figure 4.7., laquelle vient compléter la figure 4.5. qui correspond à l'hydrogramme de l'aval de la restitution de la centrale STEP du Cheylas.

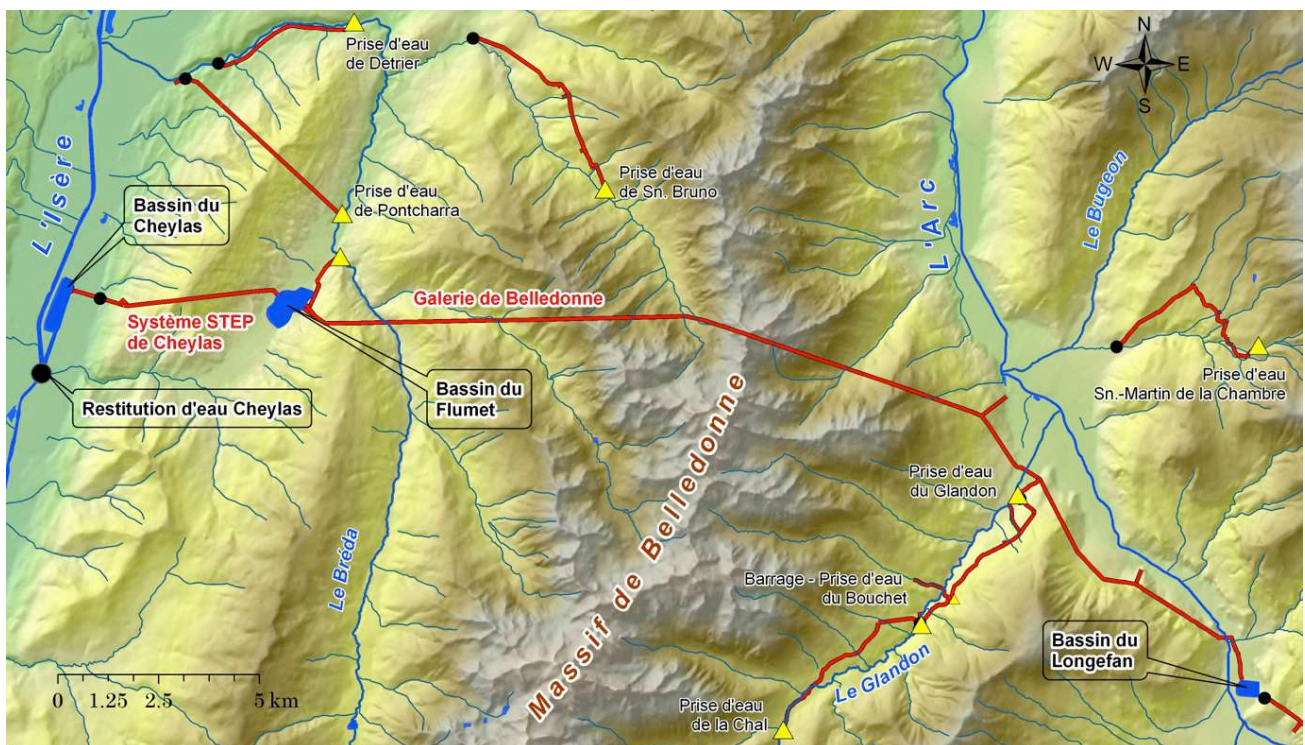


Figure 4.7. Schéma d'extraction - restitution d'eau, avec des bassins intermédiaires de Flumet et Cheylas.

ii) Restitution sur le même cours d'eau. Dans ce cas, le débit revient au même cours d'eau, en passant éventuellement par un stockage dans une retenue intermédiaire. Comme pour le cas précédent, le tronçon aura une capacité de transport plus importante qu'à l'origine en aval du point où se produit la restitution. L'exemple que nous donnons correspond aux aménagements des centrales Arly et Fontaines, indiquées sur la figure 4.8.

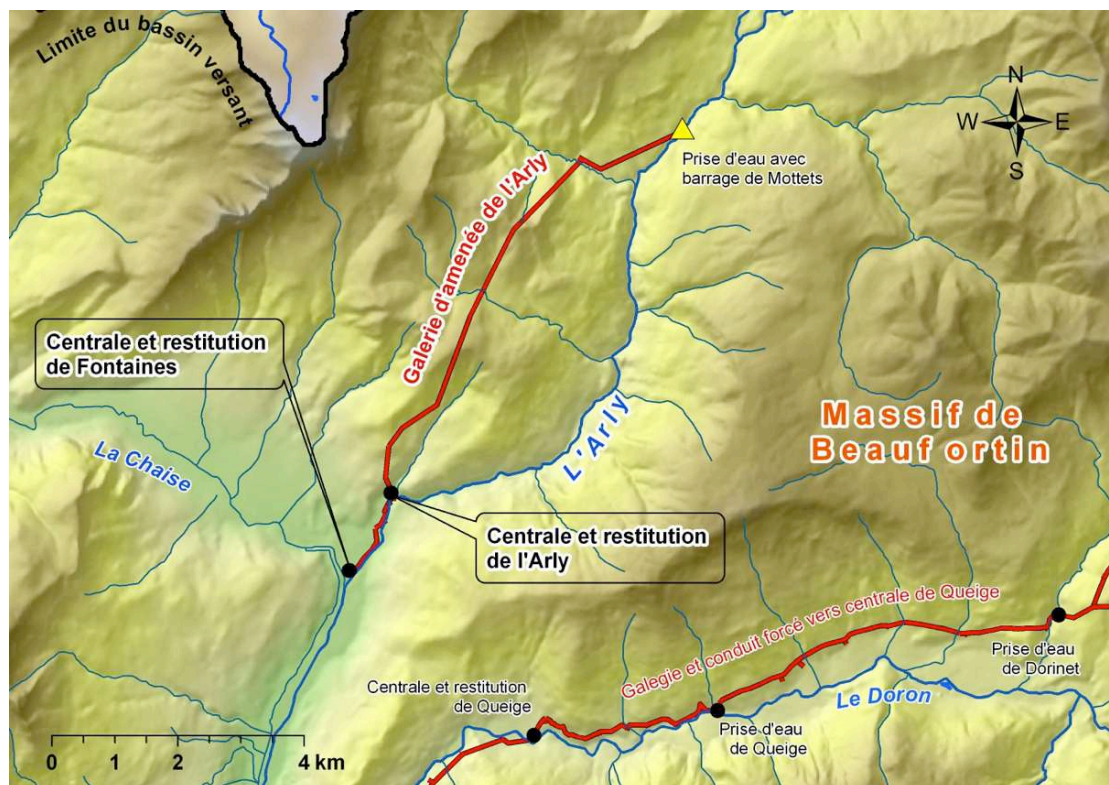


Figure 4.8. Schéma d'extraction - restitution d'eau du système Arly, centrale de Arly et Fontaines.

4.3.1.2 Débit morphogène

La détermination des débits morphogènes dans le cas particulier du réseau hydrographique du bassin versant de l'Isère se fera à partir des particularités suivantes.

L'endiguement d'une grande partie du réseau du bassin versant ne permettra pas d'identifier visuellement, à travers des courbes de tarage ou de la végétation les **débits de plein bord**. Dans les cours d'eau en amont, la contrainte topographique ne permettrait pas non plus de distinguer le débit de débordement sur une courbe de tarage.

Le manque de longue série chronologique de données de débits et particulièrement de sédiments ne permettra pas de réaliser les calculs pour l'obtention des **débits effectifs**.

La plupart des études convergent à ce que la période de retour pour un débit morphogène soit comprise entre 1 et 3 ans. Cette période de retour peut être facilement calculée à partir d'une série chronologique de débit pas nécessairement longue, ce qui permet d'appliquer ce type d'approche dans la grande majorité des cas et particulièrement dans le nôtre. Pour le bassin versant de l'Isère on a choisi une période de retour (T) de deux ans parce qu'elle a été utilisée pour faire des comparaisons entre différentes rivières (*par exemple* Reinfelds *et al.*, 2004 ; Jain *et al.*, 2006) en utilisant la notion de puissance des cours d'eau (*specific stream power*).

4.3.1.3 Détermination de l'altération du régime hydrologique

On revient à la question initiale de comment évaluer l'altération sur l'hydrologie. On propose un indicateur basé sur la variation relative d'un débit morphogène (T=2 ans), pour les conditions initiales (avant les aménagements) $[Q_{mph}]^{pre}$ et après $[Q_{mph}]^{post}$ la mise en service des aménagements hydroélectriques. L'indicateur pour l'altération sur l'hydrologie se calcule par :

$$FQ_{mph} = \frac{(NQ_{mph})^{post}}{(NQ_{mph})^{pre}} - 1 \quad 4.1$$

NQ_{mph}^{pre} et NQ_{mph}^{post} sont le nombre de jours dans l'année où le débit morphogène Q_{mph} est dépassé, respectivement en situation initiale et après altération.

Les valeurs de NQ_{mph}^{pre} et NQ_{mph}^{post} sont déterminées depuis une courbe de débit classé, comme celle présentée sur la figure 4.6. Les courbes de débits classés correspondent aux périodes 1920-1953 et 1953-1985 et la valeur de $Q_{mph}(T=2)$ a été calculée pour la première période et il est égal à 35 m³/s, donc :

$$NQ_{mph}^{pre} = 3,2 \text{ j} ; NQ_{mph}^{post} = 13,2 \text{ j} \text{ et } FQ_{mph} = -0,76$$

Cela nous indique que la récurrence de $Q_{mph}(T=2)$ a été réduite de 76%, ce qui se traduit par une réduction de la capacité de transport. En général, les extractions (ou prélèvements) d'eau et surtout avec les retenues diminuent la fréquence de Q_{mph} . Pour cette raison, quand il existe un seul aménagement, FQ_{mph} aura une valeur négative pour le cas des extractions

d'eau et une valeur positive pour les restitutions, mais le signe et la magnitude dépendent de l'influence de tous les aménagements ensemble.

La valeur de FQ_{mph} va être considérée comme représentative pour le tronçon de rivière que l'on qualifie comme homogène (voir le point 2.4. dans ce chapitre sur tronçons homogènes)

4.3.2 Altération sur les apports sédimentaires

Les apports sédimentaires, caractérisés par sa fréquence, le volume, et la distribution de la taille de particules, est altéré par les barrages. Comme on a présenté sur les schémas des figures 2.5 ; 4.3 ; et 4.4, la morphologie d'un tronçon de rivière est fonction des facteurs de contrôle, des conditions internes du tronçon et celles de l'aval. Un aménagement hydroélectrique avec un barrage va modifier la dynamique sédimentaire de la charge de fond du lit, interrompre sa continuité spatiale et temporelle. Les grands barrages³, en particulier ceux qui n'ont pas de vidange de fond, retiennent typiquement plus de 90% de la charge totale de sédiments qui proviennent de l'amont (McCully, 2001). Cependant, pour les petits barrages, l'efficacité de la rétention de sédiments peut varier de 10% à 90% (Brune 1953).

Comme on l'a évoqué dans le chapitre 2, il y a deux mécanismes de transport de matériaux solides (charge solide) dans les rivières par **charriage** et **en suspension**. Le transport par **charriage** est associé aux sédiments grossiers, correspondant au type de sédiments qui composent en général le lit mineur et les berges dans les rivières de montagne. Le transport en **suspension** est associé aux sédiments plus fins. La charge en suspension est parfois importante dans l'écoulement lui-même mais son interaction avec le lit n'intervient que dans des zones et des conditions bien particulières et nous ne la considérerons donc pas ici.

A la suite d'une altération sur les apports de sédiments grossiers et/ou le régime de débits liquides, les sédiments fins peuvent avoir un rôle morphologique durable. C'est le cas de l'Isère dans la vallée de Grésivaudan (Allain Jegou, 2002), où le déficit en matériaux grossiers, de la fréquence de crues et la colonisation de la végétation ont contribué progressivement au dépôt de sédiments fins sur des bancs de galets (anciennement mobiles) et donc à la création de bancs perchés qui finalement ont changé sa morphologie.

Kondolf (1997) a indiqué que sur des rivières de graviers et de sable, la charge du fond constitue sa structure (l'architecture) et Lane (1955) a considéré que la charge de fond explique en grande partie les formes fluviales (géométrie hydraulique: profil en long, profil en travers et style fluvial). Par conséquent, la charge de fond associée au transport de sédiments grossiers est le phénomène physique qui concentre notre plus grand intérêt. A partir de maintenant, quand on utilise le mot « sédiments », nous nous référons à des sédiments grossiers et dans le cas contraire, on va l'indiquer comme « sédiments fins ».

³ Ces auteurs considèrent la définition de la Commission Internationale des Grands Barrages (en anglais: ICOLD), il s'agit de barrages qui ont des murs de plus de 15 mètres de hauteur avec une capacité de réservoir de plus de $3 \cdot 10^6 \text{ m}^3$.

D'où proviennent les sédiments transportés par la rivière ? Nous rencontrons des mécanismes de mouvements en masse (d'apports externes de sédiment aux lits) plus ou moins fréquents tels que des laves torrentielles, glissements de terrain, lahars volcaniques, coulées de laves, débâcles glaciaires (*Glacial Lake Outburst Floods-GLOFs*) etc., qui dépendent de l'histoire géologique, de l'activité tectonique, du climat, de l'occupation du sol et son relief. Selon les échelles spatiales et temporelles sur lesquelles l'analyse est effectuée et de l'histoire géologique du bassin versant, la prise en compte de certaines de ces sources est plus ou moins pertinente. Dans le cas des projets de génération hydro-électriques, et en considérant la durée de la période transitoire d'ajustements que l'on a trouvé dans la littérature, la durée nécessaire pour l'ajustement est comprise entre 10 et 100 ans. Cela signifie à « court terme » par rapport aux autres processus géologiques qui affectent la morphologie fluviale, comme certains parmi ceux mentionnés ci-dessus. Pour le cas de l'Isère, ils n'existent pas de GLOFs et des lahars volcaniques, mais les apports de sédiments grossiers par des mécanismes comme les glissements de terrain et les laves torrentielles sont importants. Les sédiments de la rivière proviennent aussi par ailleurs du fond et des berges de la rivière elle-même.

Contrairement à l'évaluation de la modification du régime du débit, l'évaluation de l'altération du régime des sédiments est plus complexe. Dans la plupart des cas, le flux de sédiments (particulièrement le grossier) depuis les affluents ou le stockage dans le lit mineur n'est pas bien connu. Ce contrôle extrinsèque varie aussi spatialement (Grant *et al.*, 2003). Ainsi, l'estimation de l'altération du transport de fond va présenter une grande incertitude.

Pour l'évaluation des altérations sur le régime de sédiments, on propose un indicateur simple lié à l'importance des apports de sédiments qui proviennent de l'amont (depuis son bassin versant) et latéralement depuis l'aire de drainage du tronçon. Comme pour le cas du régime de débit, pour le sédiment on va comparer une condition avant et après la mise en service des aménagements hydroélectriques. Le nœud qui représente le tronçon se trouve en amont de ce dernier. Les apports de sédiments avant et après seront une intensité « relative » au reste du bassin versant et ils sont désignés par AS^{pre} et AS^{post} , dans l'expression suivante :

$$FAS = \frac{AS^{post}}{AS^{pre}} - 1 \quad 4.2$$

FAS est l'indicateur de l'altération du régime de sédiments. La différence entre les conditions *pre* et *post* aménagements, se trouve dans la continuité de l'alimentation solide à l'aval du nœud. Pour le cas d'un grand barrage, si le tronçon de rivière à l'aval du barrage avait à l'origine une activité de transport solide faible, le transit sédimentaire n'a qu'une importance relative et le tronçon a des affluents qui lui apportent une quantité de sédiments telle que le déficit causé par les aménagements peut être rapidement compensé, FAS va avoir une valeur négative faible. Au contraire si, à l'aval d'un grand barrage le transit sédimentaire était très actif à l'origine et il n'y a pas d'affluents importants en terme d'apports de sédiments, le tronçon va avoir un FAS négatif élevé.

A défaut de trouver dans la littérature une méthode simple pour quantifier l'intensité des apports de sédiments du versant à la rivière, on a établi une méthode indirecte pour évaluer l'importance relative des apports solides qui provient de l'amont et latéralement du tronçon en analyse. On a pris en compte la continuité amont-aval et les caractéristiques physiques du bassin versant, qui selon notre critère explique en grande partie les apports sédimentaires. Les caractéristiques des versants que l'on a considérées pour l'évaluation d'approvisionnement de sédiments sont le **type géologique**, le **relief** et la **couverture du sol**. On combine ces caractéristiques dans un SIG en donnant un code identificateur à chacune des trois variables, comme cela est montré dans les tableaux 4.1. à 4.4. Le premier chiffre correspond à la géologie, le deuxième à la pente et le dernier à l'occupation du sol. Ces valeurs sont liées avec le potentiel d'apports de sédiments.

Géologie: Les types des formations géologiques et leurs caractéristiques mécaniques ont une relation très forte avec les différents mécanismes des apports de sédiments, c'est ce que l'on a montré sur la figure 2.8. On a classé les types géologiques à partir de la carte de géologie confectionnée par le Bureau de Recherches Géologiques et Minières de France (BRGM), en fonction de ses caractéristiques de résistance mécanique dans deux groupes, comme dans le tableau 4.1.

Type géologique	Caractéristiques	Résistance mécanique	Code identificateur assigné
Schistes lustrés piémontais	Meta-sédiments océaniques (anciennes argiles détritiques océaniques métamorphisées) affectée d'une texture particulière appelée schistosité ou foliation. On parle de schistes lustrés quand le métamorphisme est léger.	Haute	200
Préalpes Calcaires	Roches sédimentaires, facilement solubles dans l'eau	Basse	100
Massifs centraux cristallins	Roches magmatiques plutoniques, par exemple granite/complexes plutono-volcanique de Belledonne	Basse	100
Couverture sédimentaire des massifs centraux	Roches sédimentaires	Basse	100
Sillon alpin	Plaine alluviale	Haute	200
Zone intra-alpine (roche cristalline et métamorphique)	Roches magmatiques ou métamorphiques	Haute	200

Tableau 4.1. Code identificateur utilisé dans l'évaluation des apports de sédiments basé sur le classement des types géologiques de la carte du BRGM.

Relief topographique des versants: Cette caractéristique du versant est considérée à travers la pente locale du terrain. La pente est calculée à partir d'un modèle numérique de terrain (MNT) en utilisant l'algorithme incorporé dans le module d'analyse spatiale du logiciel ARCGIS 9.3. L'algorithme identifie la différence maximale de niveau entre la cellule centrale (pour laquelle se calcule la pente) et ses 8 voisines, après cette valeur est divisée par la distance entre les centres de ces deux cellules. Les résultats en degré sont ensuite reclassifiés dans les groupes montrés sur le tableau 4.2.

Pente calculée (en degré)	Description	Code identificateur assigné
1 – 15	Très bas potentiel d'érosion	010
15 – 30	Bas potentiel d'érosion	020
30 – 45	Moyen potentiel d'érosion	030
45 – 60	Fort potentiel d'érosion	040
60 – 90	Très fort potentiel d'érosion	050

Tableau 4.2. Code identificateur utilisé dans l'évaluation des apports de sédiments basé sur le reclassement de la pente du versant.

Couverture du sol: Les données proviennent du projet européen CORINE. CORINE *Land Cover* est une base de données européenne d'occupation biophysique des sols. Trois versions ont été produites : 1990, 2000 et 2006. On a reclassifié le niveau III de CORINE (voir tableau 3.3 du chapitre 3) pour l'année 2000, selon la potentialité des apports sédimentaires comme indiqué dans le tableau 4.3.

Occupation des sols classification de CORINE	Classement selon le potentiel d'apports	Code identificateur assigné
Villes, forêts et zones agricoles	Bas potentiel	001
Zones peu végétalisées	Moyen potentiel	002
Roche nue et site d'exploitation de minéraux	Fort potentiel	003

Tableau 4.3. Code identificateur utilisé dans l'évaluation des apports de sédiments basé sur le reclassement de l'occupation des sols du CORINE niveau III.

Les trois couches sont additionnées dans la calculatrice de format *Raster* du logiciel ARCGIS 9.3. comme cela est schématisé sur la figure 4.9. Chaque classe dispose d'un nombre à 3 chiffres, dans laquelle la plus grande valeur du chiffre correspond à un plus grand potentiel de production de sédiments. Le premier chiffre exprime le potentiel de fourniture solide due à la géologie, le second chiffre exprime le potentiel en raison de la pente, et le troisième chiffre exprime le potentiel en raison du relief. Nous avons donné la même importance à chacun des trois paramètres. Cette couche comprend 30 classes (2x5x3) lesquelles ont été

finalement reclassifiées dans 8 classes pour faciliter la compréhension visuelle des résultats et surtout parce que on n’a pas besoin d’un niveau de précision très élevé, mais plutôt de résultats indicatifs de l’importance en termes des apports des sédiments depuis chaque pixel. Les codes de la couche SIG qui résultent de la combinaison des trois autres (couche avec 30 classes possibles) et leur reclassement indiqué dans le tableau 4.4., cette couche SIG a été nommée **Intensité Potentielle des Apports Solides (IPAS)**.

Codes depuis la combinaison (XXX)	Classes reclassifiées	Acronyme
111	1	HBIAS : Hyper Basse Intensité des Apports
211/112/121	2	TBIAS : Très Basse Intensité des Apports
131/113/122/221/212	3	BIAS : Basse Intensité des Apports Solide
141/132/123/231/222/213	4	MBIAS : Médiane Bas Intensité des Apports
151/142/133/241/232/223	5	MHIAS : Médiane Haute Intensité des Apports
152/143/251/242/233	6	HIAS : Haute Intensité des Apports Solide
153/252/243	7	THIAS : Très Haute Intensité des Apport
253	8	HAIAS : Hyper Haute Intensité des Apport

Tableau 4.4. Reclassement des 30 combinaisons possibles dans 8 classes

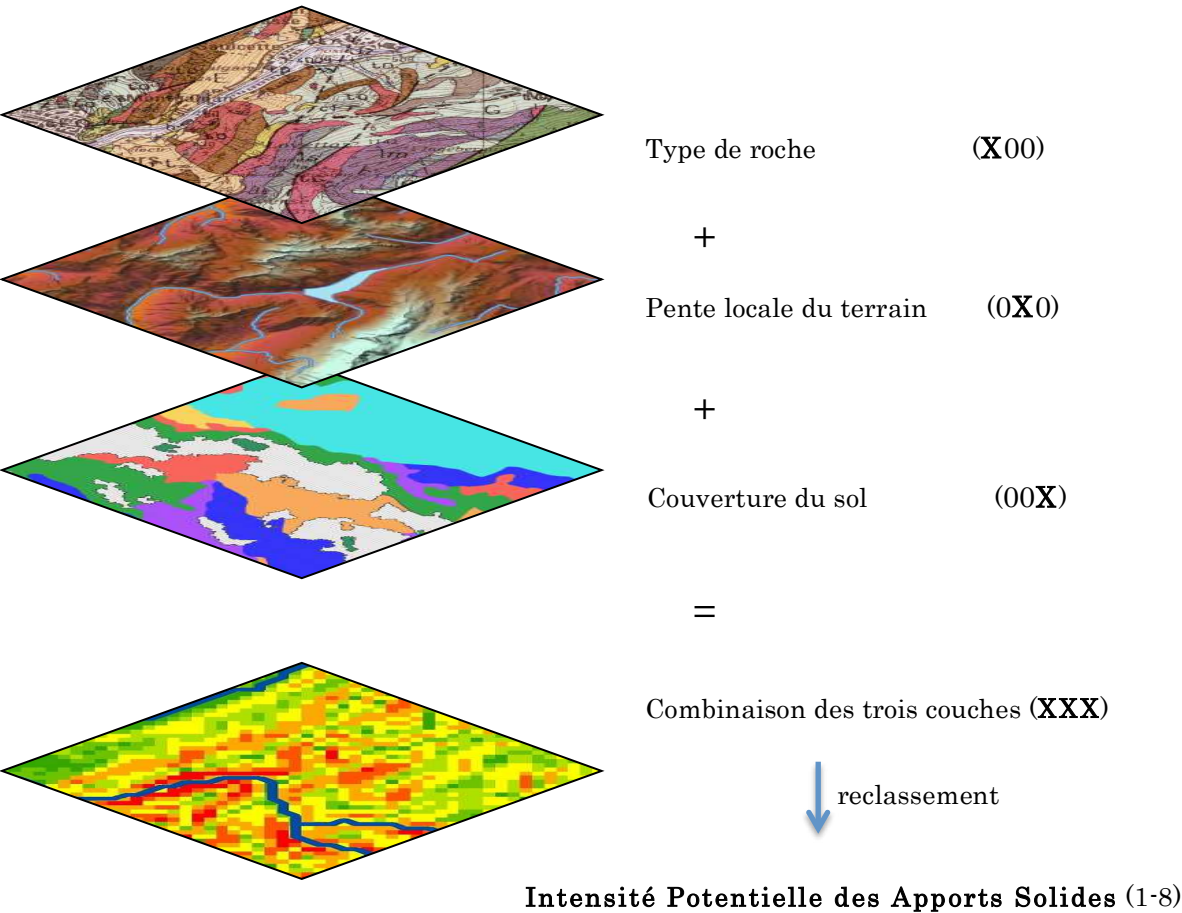


Figure 4.9. Opération d'addition de couches dans la calculatrice *Raster* et résultat de la couche d'intensité potentielle des apports solides.

L'étape suivante correspond à l'estimation de l'importance relative de chaque sous-bassin versant (associé à chaque tronçon) comme fournisseur de sédiments. Cette estimation est réalisée à travers la pondération de la fréquence de la valeur (1-8) de chaque pixel de la couche IPAS dans chaque sous-bassin. C'est-à-dire, pour un sous-bassin, on multiplie la valeur de la classe (1-8) par sa fréquence (quantité de pixels de cette classe à l'intérieur du sous-bassin) et on divise par la quantité totale de pixels du sous-bassin. Cette procédure est résumée par l'expression suivante :

$$Sp = \frac{\sum_{i=1}^8 (N_i \cdot C_i)}{N_{tot}} \quad 4.3$$

où Sp est la valeur comprise entre 1-8 de l'intensité potentielle des apports solides pour chaque sous-bassin versant ; N_i est la quantité de pixels de la classe i dans le sous-bassin versant ; C_i est la classe de 1-8 et ; N_{tot} est la quantité totale de pixels du sous-bassin versant.

Ces valeurs qui quantifient l'apport potentiel de sédiment pour chaque sous-bassin versant (Sp), sont traitées en tenant compte des propriétés de continuité amont – aval. Cela consiste simplement à additionner les valeurs de Sp de chaque sous-bassin depuis l'amont vers l'aval.

Avant de montrer un exemple de calcul pour FAS, il est important de remarquer que nous avons considéré du point de vue de l'altération de la continuité sédimentaire deux types de barrages: a) Les barrages fixes ou statiques sont les grands barrages (ouvrages de plus de 15m de haut, et volume de stockage supérieur à $3 \cdot 10^6 \text{ m}^3$). On considère que la totalité des sédiments grossiers provenant de l'amont est bloquée par l'ouvrage. b) Les **barrages mobiles** retiennent les sédiments de manière provisoire dans la retenue, mais comme ils possèdent des vannes qui permettent de réaliser des opérations de chasses ou de les rendre transparents en crue. L'objectif des chasses est de limiter l'accumulation de sédiments dans la retenue en rétablissant du transport solide pendant des crues artificielles. Les opérations de transparence se différencient des opérations de vidange qui n'ont pas pour objet d'évacuer les sédiments de la retenue. L'efficacité des opérations de chasses va dépendre de plusieurs facteurs, lesquels sont fonction des caractéristiques de l'ouvrage, du stock de sédiment accumulé, de la durée et la vitesse de l'ouverture des vannes, du débit de crue, de la morphologie du réservoir, entre autres. En considérant la période de prévision (plus que 10 ans), les altérations sur la continuité sédimentaire de ce type d'ouvrage (les barrages mobiles) sont considérées comme « très basses » ou « transparents ».

Tout de suite et à titre d'illustration, on montre un exemple de calcul pour l'indicateur FAS pour un sous-bassin versant de l'Isère.

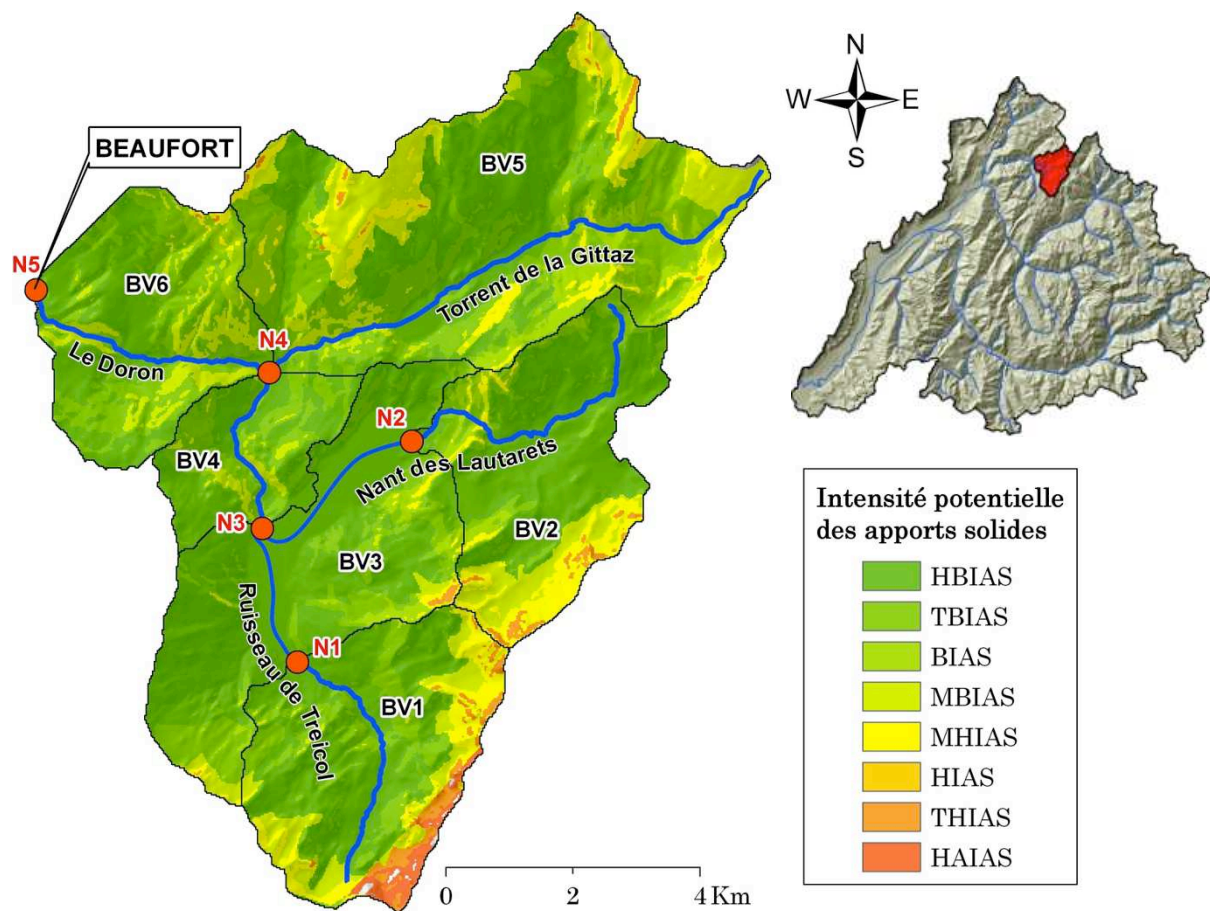


Figure 4.10. Zoom sur le sous-bassin du Doron à l’amont du village de Beaufort. Opération d’addition de couches dans la calculatrice *Raster* et résultat de la couche d’intensité potentielle des apports solides.

Sous Bassin Versant	Pre	Post
	$Sp = \frac{\sum_{i=1}^8 (N_i \cdot C_i)}{N_{tot}}$	
BV1	2,60	2,60
BV2	2,12	2,12
BV3	1,44	1,15
BV4	2,67	2,67
BV5	2,38	2,38
BV6	1,92	1,92

Tableau 4.5. L’intensité potentielle des apports de sédiment pondérée pour chaque sous-bassin (Sp), avant et après le barrage de Roselend.

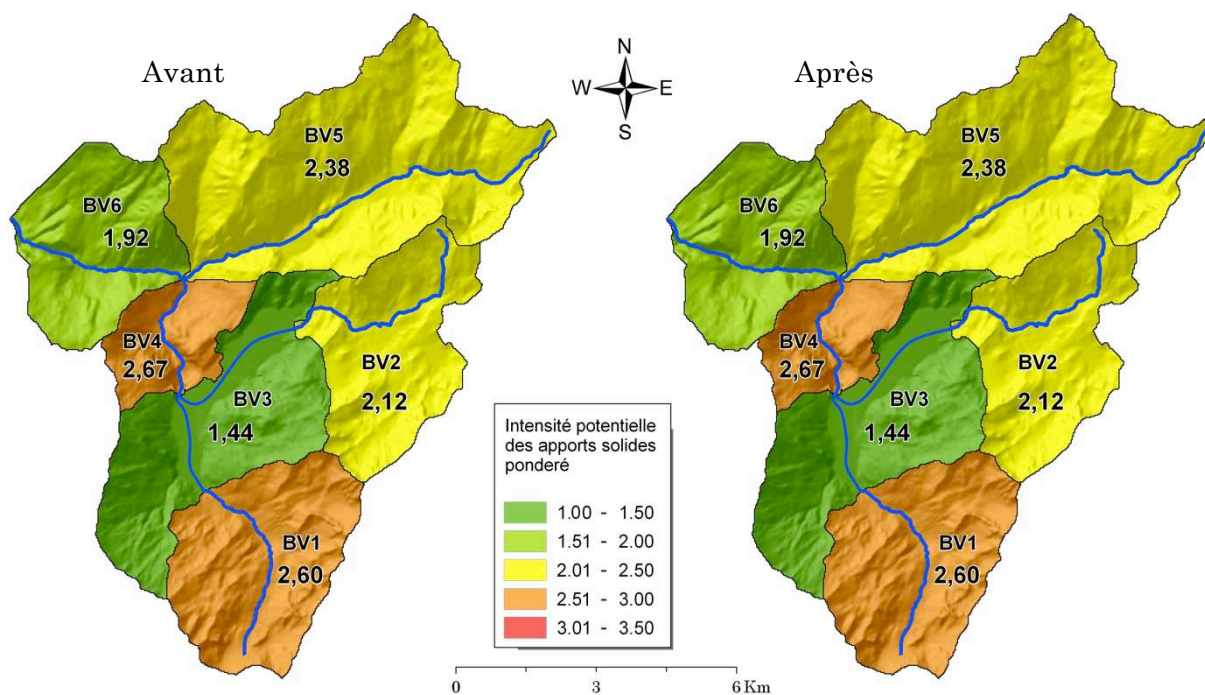


Figure 4.11. Intensité potentielle des apports de sédiment pondérée (Sp) pour chaque sous-bassin, avant et après le barrage de Roselend

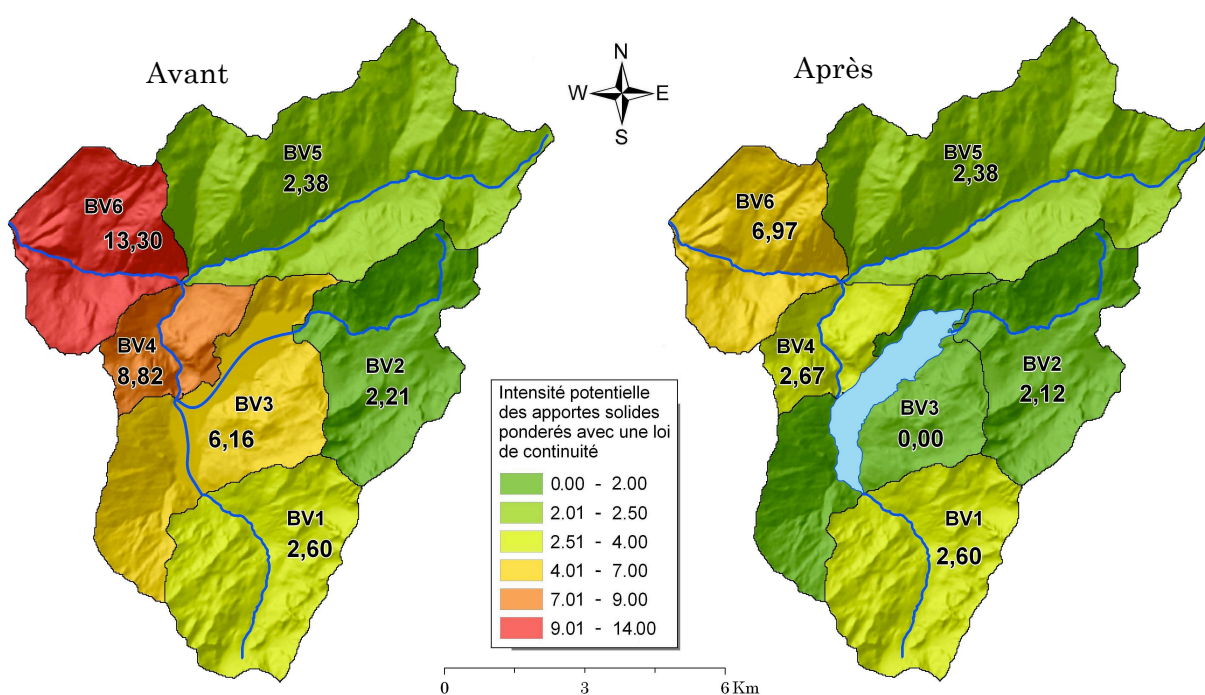


Figure 4.12. Indicateurs ASpre et ASpost de l'altération sur la continuité des apports solides, avant et après le barrage de Roselend

Tronçons et sous VB	AS^{pre} (Node aval)	AS^{post} (node aval)	$FAS = \frac{AS^{post}}{AS^{pre}} - 1$
T1 (VB1)	2,60	2,60	0,00
T2 (VB2)	2,12	2,12	0,00
T3 (VB3)	6,16	0,00	-1.00
T4 (VB4)	8,82	2,67	-0.70
T5 (VB5)	2,38	2,38	0,00
T6 (VB6)	13,3	6,97	-0,48

Tableau 4.6. Résultats de FAS pour chaque tronçon associé à chaque sous-bassin versant

À partir du tableau 4.6 précédent, nous pouvons indiquer que pour le sous-bassin versant T3 ou bien à l'aval du nœud N3 les apports de sédiments ont été réduits à 100% (tout le sédiment grossier qui compose le lit a été déposé dans la retenue). L'intensité potentielle des apports de sédiment pondérée dans le sous-bassin 4 ($Sp^{pre}=2,67$) contribue à compenser le déficit vers l'aval. Cet effet est montré par la valeur de FAS pour le T4 où le transit solide est réduit de 70% et finalement pour le T5 de 48%. L'atténuation du déficit des apports solides vers l'aval a été montrée dans plusieurs études, mais le calcul de FAS considère seulement les apports depuis les versants. Cependant, à mesure que l'ajustement de la morphologie se développe (pendant la période transitoire), le déficit est partiellement compensé par l'érosion du fond du lit ou de berges, ou les deux. En ce sens, l'indicateur FAS reflète la vulnérabilité des tronçons vis-à-vis de l'altération des apports de sédiments, laquelle doit être à la fois complétée avec l'intensité de l'altération de la capacité de transport, pour prédire la direction ou tendance des changements morphologiques. La relation entre l'altération sur l'hydrologie et les apports de sédiments sera abordée par la suite.

4.4 Modèle conceptuel pour la réponse morphologique à l'échelle de bassin versant.

Nous pouvons donc définir pour chaque tronçon homogène du bassin versant un vecteur d'altération des flux dont les composantes sont FQmph et FAS. Cette quantification de l'altération est utilisée comme donnée d'entrée dans un modèle conceptuel qui rassemble et qui intègre la «connaissance d'expert», des cas d'études, des analyses empiriques et des relations conceptuelles qui ont été présentés au chapitre 2. La synthèse de cette expertise est présentée sur le tableau 4.7.

Dans ce tableau 4.7 les altérations des variables de contrôle sont simplifiées et les réponses expertes sont classées en suivant un angle croissant du vecteur d'altération (FQmph , FAS) tracé dans un repère orthonormé comme sur la figure 4.13. L'angle 0° correspondant à un accroissement de la puissance de transport de l'hydrologie ($FQmph>0$) sans variation des sources sédimentaires ($FAS=0$). L'angle du vecteur suit donc le sens trigonométrique direct (inverse du sens horaire).

- + : Augmentation
- ++ : Augmentation plus significative
- : Diminution
- : Diminution plus significative
- = : La variable de contrôle n'est pas modifiée par l'aménagement

Bien que la plupart des travaux présentés dans le tableau 4.7 soient cohérents, on peut trouver quelques incohérences ou contradictions. Par exemple, dans les deux publications de Stanley Schumm (1969 et 1977) qui ont été citées par Hooke (1997) et Werritty (1997) respectivement, pour la même direction de changements, 90° (augmentation de la charge solide sans altération de l'hydrologie) la première publication prédit une diminution de la largeur et la seconde prédit une augmentation. De la même manière, pour la direction 225°, Williams et Wolman (1984) ont observé une érosion régressive des affluents par incision du chenal principal, mais pour cette même direction Milhous (1997) a indiqué un processus de dépôt dans les affluents. Ces incohérences observées dans les réponses morphologiques, pourraient être expliquées par les conditions locales et particulières des rivières étudiées (à une échelle plus réduite que celle d'un tronçon) ou bien du fait que les typologies de ces rivières étaient différentes.

A partir de l'analyse bibliographique présentée au chapitre 2, on a aussi sélectionné neuf variables de réponse ou tendances d'évolution qui sont cohérentes avec l'information présente dans les expertises. Ces variables de réponse, qui sont représentatives de la morphologie des lits alluviaux décrivent:

- i) des caractéristiques géométriques du lit : largeur, profondeur, formation de terrasse pour décrire les évolutions du profil en travers ; pente, aggradation/dégradation pour décrire les évolutions du profil en long ; sinuosité pour décrire l'évolution de la vue en plan ;
- ii) des caractéristiques des matériaux du fond du lit : taille médiane des grains (d₅₀), tendance à la formation d'une couche de pavage ;
- iii) la dynamique de la végétation.

À chaque direction nous avons associé la tendance la plus probable de chacune des neuf variables de réponse en fonction des altérations FQ_{mph} et FAS. Ces directions sont montrées dans la figure 4.13. et le tableau 4.8. en simplifiant les altérations en 8 directions principales.

Sur la figure 4.13, nous pouvons distinguer deux tendances générales qui sont représentées par les zones séparées par la ligne définie par les angles 45° et 225°. Dans ces zones les tendances sont d'un côté associées à des processus des **dépôts**, typiquement comme une réponse à une augmentation de la fourniture sédimentaire FAS et une diminution de la puissance érosive des écoulements FQ_{mph} et de l'autre côté une tendance à l'érosion comme dans le cas d'une diminution des sources sédimentaires et d'une augmentation de l'hydrologie traduite par FQ_{mph} .

Ces deux processus généraux dépôt/érosion sont associés aux tendances à l'aggradation/dégradation, à un ajustement des pentes, le changement du calibre de sédiments, la formation de pavage, et les évolutions des autres paramètres.

Le module du vecteur est associé à l'intensité des ajustements et d'une certaine manière à la durée de la période transitoire. Nous avons retenu quatre intensités : nulle (0,00) ; faibles (0,01–0,15) ; modérée (0,16–0,40) et fortes (0,41–1,0).

Dans le tableau 4.8. et sur la figure 4.13., on utilise les mêmes notations du tableau 4.7 pour l'altération des variables de contrôle ainsi que les indications suivantes pour les variables de réponses

A : Aggradation

D : Dégradation

A/D : A ou D ont les mêmes possibilités d'occurrence, ou bien le niveau de l'élévation du lit se conserve.

? : Aucune référence de comportement n'a été trouvée dans la littérature

↓↑ : Il existe deux directions possibles d'ajustements opposées, lesquelles dépendent des conditions particulières du site.

↓ : Diminution de l'intensité ou de la probabilité d'occurrence du phénomène pour la formation de terrasses, pavage et colonisation de la végétation.

↑ : Augmentation de l'intensité ou de la probabilité d'occurrence du phénomène pour la formation de terrasses, pavage et colonisation de la végétation.

Modification FQ _{mph}	FAS	Angle	Direction des changements	Observations	Auteurs
+	=	0°	Diminution de la pente ; augmentation de la fraction grossière et de la profondeur d'eau ; changement imprédictible de la largeur. Incision ; instabilité du chenal : plus large et plus profonde	Augmentation de l'aire de la section	Schumm, 1969 Schumm, 1977
++	+	22,5°	Diminution de la pente ; augmentation de la fraction grossière et de la profondeur d'eau et de la largeur.	Effets à long terme d'urbanisation provoque des incréments de la fréquence et de la magnitude du débit avec une érosion du lit.	Schumm, 1969
			Augmentation de la largeur et changements imprédictibles de la pente, de la taille de graines et de la profondeur d'eau.	Changements parallèles de débit liquide et solide avec changements imprédictibles sur les variables d'ajustements	Schumm, 1969
+	+	45°	Augmentation de l'intensité des processus Augmentation de la largeur, de la profondeur et de la longueur d'ondes des méandres.	Il n'y a pas de direction probable pour la pente, la granulométrie du lit, le rapport W/D, la sinuosité et la fraction de limons et argiles du matériel du périmètre du chenal.	Schumm, 1977 Kellerhals et Church, 1989
			Augmentation de la section en travers, de la largeur et de la profondeur ; pas de changement de la pente du lit ; disparition de terrasse ; dépôt sur rapide et érosion de mouilles.		Brandt 2000a
+	++	67,5°	Augmentation de la pente et de la largeur ; diminution de la fraction grossière et de la profondeur d'eau.	Changement de l'occupation du sol forestier à agricole. La production de sédiments est plus importante que l'incrément de débit et la granulométrie peut changer de gravier à sable avec un lit mineur plus large et moins profond, donc le rapport W/D augmente.	Schumm, 1969
			Augmentation de la section en travers (sans une direction claire d'ajustement de la profondeur et de la largeur) ; aggradation ; disparition de terrasse ; dépôt sur rapides	Il n'y a pas de direction probable pour l'érosion et le dépôt en mouilles	Brandt 2000a

Tableau 4.7.a Directions attendues de la morphologie de rivières basée sur des changements des régimes de débit et de sédiments.

Modification FQ _{mph}	FAS	Angle	Direction des changements	Observations	Auteurs
=	+	90°	Augmentation de la pente ; diminution de la fraction grossière et de la largeur et profondeur d'eau.	Activités comme l'extraction minière à système hydraulique	Schumm, 1969
			Aggradation ; instabilité du chenal : plus large et moins profond.	Augmentation du rapport W/D	Schumm, 1977
			Augmentation de la largeur, la pente, du rapport W/D ; diminution de la profondeur, la sinuosité et de la fraction de limons et argiles du matériel du périmètre du chenal	Il n'y a pas de direction probable pour la granulométrie du lit et pour la longueur d'onde des méandres	Kellerhals et Church, 1989
			Diminution de la section en travers (sans une claire direction d'ajustement de la profondeur et de la largeur) ; aggradation ; disparition de terrasse ; dépôt en rapides - mouilles		Brandt 2000a
-	+	135°	Diminution de la profondeur d'eau et de la fraction grossière ; augmentation de la pente ; changement imprédictible de la largeur		Schumm, 1969
			Aggradation		Schumm, 1977
			Diminution de la largeur, de la profondeur d'eau de la fraction grossière, de la longueur d'onde des méandres et de la sinuosité ; augmentation de la pente et de la fraction de limons et argiles du matériel du périmètre du chenal.	Il n'y a pas de direction probable pour le rapport W/D	Kellerhals et Church, 1989
			Aggradation ; changements de la composition granulométrique dans les confluences ; formation des îles et des bancs ; colonisation de végétation ; dépôt dans des mouilles		Grant <i>et al.</i> , 2003 ; 2012a
- -	+	157,5°	Diminution de l'aire de la section en travers (sans une direction claire d'ajustement de la profondeur et de la largeur) ; aggradation ; formation de terrasse ; dépôt en mouilles	Il n'a pas une direction probable sur érosion ou dépôt de rapides	Brandt 2000a
-	=	180°	Augmentation de la pente ; diminution de la fraction grossière, de la largeur et de la profondeur d'eau.	Extraction d'eau sans modifier la continuité sédimentaire, comme pour l'irrigation	Schumm, 1969
			Diminution de l'aire de la section en travers (W·D) pour la diminution de la profondeur	Dépôt	Petts, 1980
			Dépôt de sédiments fins en gravier		Sear 1995 ; Stevens <i>et al.</i> , 1995
			Réduction de formation de bancs, chenaux secondaires, oxbows et changements du style		Chien 1985 ; Copp 1989 ; Fenner <i>et al.</i> , 1985
			Diminution de la section en travers avec une diminution de la largeur et de la profondeur ; diminution de la rugosité par une augmentation de la fraction de sédiments fins et augmentation de la pente		Petts et Gurnell, 2005

Tableau 4.7.b (suite). Directions attendues de la morphologie de rivières basée sur des changements des régimes de débit et de sédiments.

Modification FQ _{mph}	FAS	Angle	Direction des changements	Observations	Auteurs
			Augmentation de la pente ; diminution de la fraction grossière, de la largeur et de la profondeur d'eau	Extraction significative d'eau et réduction du transit sédimentaire, comme pour une dérivation d'eau avec un barrage mobile	Schumm, 1969
-	-	202,5°	Diminution de l'aire de la section en travers (W-D) pour la diminution de la largeur	Dépôt	Petts, 1980
			Diminution de la section en travers avec une diminution de la largeur sans une direction bien définie de changements de la profondeur (entre une diminution ou pas de changement)	Il n'y a pas de direction probable pour la rugosité et la pente du lit	Petts et Gurnell, 2005
			Diminution de la largeur et changements imprédictibles de la pente, de la taille de graines et de la profondeur d'eau.	Changements parallèles de débit liquide et solide avec des changements imprédictibles sur les variables d'ajustements	Schumm, 1969
			Diminution de l'intensité des processus		Schumm, 1977
			Augmentation de la sinuosité ; diminution de la largeur, de la pente, de la longueur d'ondes des méandres.	Il n'y a pas de direction probable pour la profondeur, la taille de sédiments et le rapport W/D	Kellerhals et Church, 1989
-	-	225°	Conservation de l'aire de la section en travers (W-D),	Adaptation	Petts, 1980
			Diminution de la section en travers, de la profondeur et de la largeur ; formation de terrasse ; dépôt dans mouilles et érosion de rapides	Pas de changement du niveau du fond du lit	Brandt 2000a
			Érosion du lit et érosion régressive des affluents par incision du chenal principal		Williams et Wolman 1984
			Formation de pavage ou augmentation de la fraction grossière ; dépôt dans mouilles ;		Chien 1985
			Réduction de la capacité de la section en travers pour évacuer les débits liquides ; dépôt dans les tributaires		Milhous, 1997

Tableau 4.7.c (suite). Directions attendues de la morphologie de rivières basée sur des changements des régimes de débit et de sédiments.

Modification FQ _{mph}	FAS	Angle	Direction des changements	Observations	Auteurs
-	-	247,5°	Diminution de la pente ; augmentation de la profondeur d'eau et du calibre des sédiments ; et une direction d'ajustements imprédictible pour la largeur.	Augmentation intensive de la couverture végétale (par exemple afforestation) qui réduit drastiquement la production de sédiments et un peu moins celle du ruissèlement	Schumm, 1969
			Incision ; instabilité du chenal : plus étroite et plus profonde. Diminution de l'aire de la section en travers (W-D) pour la diminution de la largeur.	Diminution du rapport W/D Redistribution	Schumm, 1977 Petts, 1980
			Diminution de la section en travers, formation de terrasse, érosion de rapides ; dégradation (ou bien pas de changement sur le niveau du fond du lit).	Il n'y a pas de direction probable sur la largeur, la profondeur et sur l'érosion ou dépôt de mouille Deux scénarios possibles, érosion du fond du lit ou érosion des berges qui dépendra des conditions locales	Brandt 2000a
			Formation de terrasse Diminution de la section en travers avec une diminution de la largeur sans une direction bien définie des changements de la profondeur et augmentation de la rugosité par une l'augmentation de la fraction grossière		Wolman et Leopold, 1957 Petts et Gurnell, 2005
=	-	270°	Diminution de la pente et de la largeur ; augmentation de la profondeur d'eau et du calibre des sédiments.	Application de BPG (Bonnes Pratiques de Gestion) du sol, agricole ou forestier, réduit la production de sédiments.	Schumm, 1969
			Augmentation de la profondeur, de la taille des sédiments, de la sinuosité et de la fraction de limons et argiles du matériel du périmètre du chenal ; diminution de la largeur et du rapport W/D	Il n'y a pas de direction probable pour la pente et la longueur d'ondes de méandres	Kellerhals et Church, 1989
			Augmentation de l'aire de la section en travers (W-D) pour l'augmentation de la profondeur.	Érosion	Petts, 1980
			Augmentation de la section en travers (sans une direction claire d'ajustement de la profondeur et de la largeur) ; dégradation ; formation de terrasse ; érosion de rapides - mouilles Formation de pavage Dégradation du lit Augmentation de la section en travers avec une augmentation de la profondeur et de la largeur ; augmentation de la rugosité par l'augmentation de la fraction grossière	Deux scénarios possibles, érosion du fond du lit ou érosion des berges qui dépendra des conditions locales	Brandt 2000a Chien, 1985 Williams et Wolman, 1984 Petts et Gurnell, 2005

Tableau 4.7.d (suite). Directions attendues de la morphologie de rivières basée sur des changements des régimes de débit et de sédiments.

Modification FQ _{mph} FAS		Angle	Direction des changements	Observations	Auteurs
+	-	315°	Diminution de la pente ; augmentation de la profondeur d'eau et du calibre des sédiments ; et une direction d'ajustements imprédictible pour la largeur	Restitution d'eau dans la rivière	Schumm, 1969
			Incision ; instabilité du chenal : plus profonde et peut-être plus large (mais incertain)		Schumm, 1977
			Augmentation de la largeur, profondeur, de la fraction grossière, de la longueur d'onde de méandres, de la sinuosité ; diminution de la pente et de la fraction de limons et argiles du matériel du périmètre du chenal	Il n'y a pas de direction probable pour le rapport W/D	Kellerhals et Church, 1989
			Dégradation ; érosion des berges ; formation du pavage ; érosion des îles et des bancs ; dépôt de sédiments fins dans les mouilles		Grant <i>et al.</i> , 2003 ; 2012
++	-	337,5°	Augmentation de la section en travers (sans une direction claire d'ajustement de la profondeur et de la largeur) ; dégradation ; disparition de terrasse ; érosion mouilles	Il n'y a pas de direction probable sur érosion ou dépôt de rapides.	Brandt 2000a

Tableau 4.7.e (suite). Directions attendues de la morphologie de rivières basée sur des changements des régimes de débit et de sédiments.

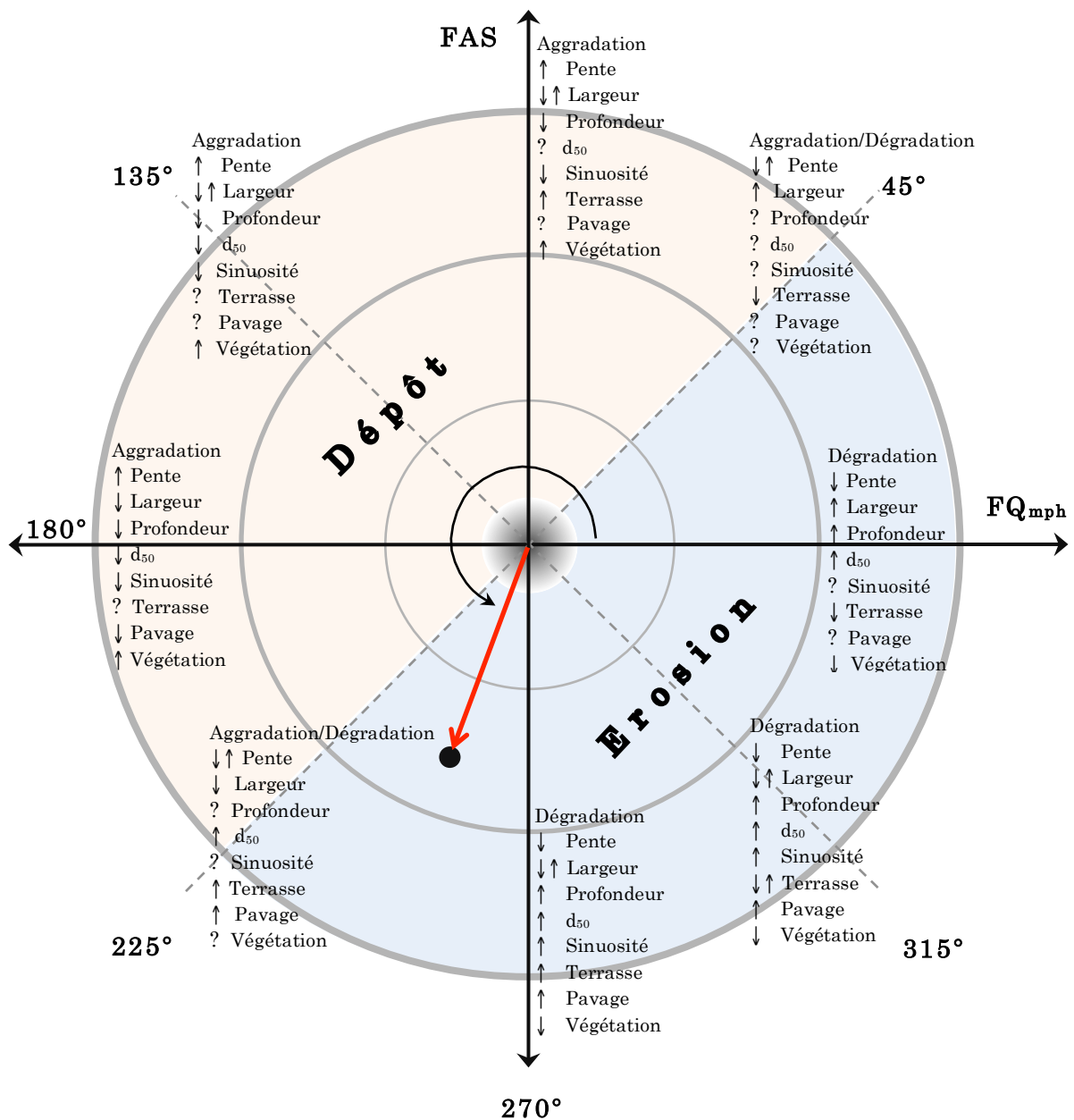


Figure 4.13. Tendances de la réponse des lits alluviaux en fonction des deux facteurs de contrôle.

A : Aggradation

D : Dégradation

A/D : A ou D ont les mêmes possibilités d'occurrence, ou bien le niveau de l'élévation du lit se conserve.

? : Aucune référence de comportement a été trouvé dans la littérature

↓ ↑ : Il existe deux directions possibles d'ajustements opposées, lesquelles dépendent des conditions particulières du site.

↓ : Diminution de l'intensité ou de la probabilité d'occurrence du phénomène pour la formation de terrasses, pavage et colonisation de la végétation.

↑ : Augmentation de l'intensité ou de la probabilité d'occurrence du phénomène pour la formation de terrasses, pavage et colonisation de la végétation.

	0°	45°	90°	135°	180°	225°	270°	315°
Aggradation/Dégradation	D	A/D	A	A	A	A/D	D	D
Pente	↓	↓↑	↑	↑	↑	↓↑	↓	↓
Largeur	↑	↑	↓↑	↓↑	↓	↓	↓↑	↓↑
Profondeur	↑	?	↓	↓	↓	?	↑	↑
d50	↑	?	?	↓	↓	↑	↑	↑
Sinuosité	?	?	↓	↓	↓	?	↑	↑
Formation de Terrasse	↓	↓	↑	?	?	↑	↑	↓↑
Formation de Pavage	?	?	?	?	↓	↑	↑	↑
Colonisation de la Végétation	↓	?	↑	↑	↑	?	↓	↓

Tableau 4.8. Direction des variables d'ajustements proposées sur la base de la connaissance d'experts.

On remarque sur le tableau 4.8 qu'il existe une continuité sur les tendances pour chaque variable de réponse. Par exemple, la pente augmentera à partir de 90° jusqu'à 180°, ensuite il y a une zone dans laquelle on trouve un point d'inflexion à l'angle 225° ; la pente diminue ensuite à partir de 270° jusqu'à 0° et on trouve une nouvelle zone d'inflexion à l'angle 45°. Une autre remarque est que le concept de végétation que l'on utilise est associé à l'installation de la végétation à l'intérieur du lit mineur.

Dans les cas où la direction du vecteur d'altération n'est pas exactement celle qui correspond à une des huit directions principales (axes de la figure 4.13), la réponse cherchée doit être pondérée en fonction de la distance des deux directions plus proches du vecteur d'altération.

D'après les considérations que l'on a proposées pour la détermination des indicateurs des altérations sur l'hydrologie et les apports de sédiments, les directions d'ajustement qui résultent des aménagements hydroélectriques vont se trouver dans l'hémisphère inférieur (entre 180° et 360°) de la figure 4.13.

4.5 Application au bassin versant de l'Isère à l'amont de Grenoble.

4.5.1 Décomposition en tronçons homogènes

Un des objectifs de ce travail est de démontrer la faisabilité de réaliser des prédictions sur la morphologie de rivières à l'échelle du bassin versant. Comme cela a déjà été précisé auparavant, ce bassin versant présente les caractéristiques idéales en termes de taille et de diversité des systèmes d'aménagements hydroélectriques (AH). La période entre la mise en service des ouvrages et ses effets sur la morphologie permet d'en observer les effets mais avec une certaine précaution, car les AH ne sont pas les seuls éléments qui altèrent sur les variables de contrôle. Ce choix est compatible aussi avec le cahier des charges du projet SHARE (2009-2012).

On dit à nouveau ici en préliminaire les précautions déjà énoncées à la fin du chapitre 3

L'objectif de ce travail est de développer une méthode d'évaluation des impacts, mais en aucun cas d'étudier les impacts des aménagements hydroélectriques du bassin versant de l'Isère. L'application de la méthode à ce bassin versant doit donc être considérée comme une illustration de la méthode et ses conclusions sont limitées du fait des approximations des données utilisées.

Pour le bassin versant Isère, nous avons pris en compte les AH montrés sur la figure 3.11. En considérant les singularités générées par les AH et les principaux affluents du cours principal de l'Isère, on a découpé le réseau hydrographique en 23 tronçons homogènes, qui sont présentés dans la figure 4.14. et sur le tableau 4.9 avec le détail des singularités de fonctionnement et un code identificateur des tronçons.

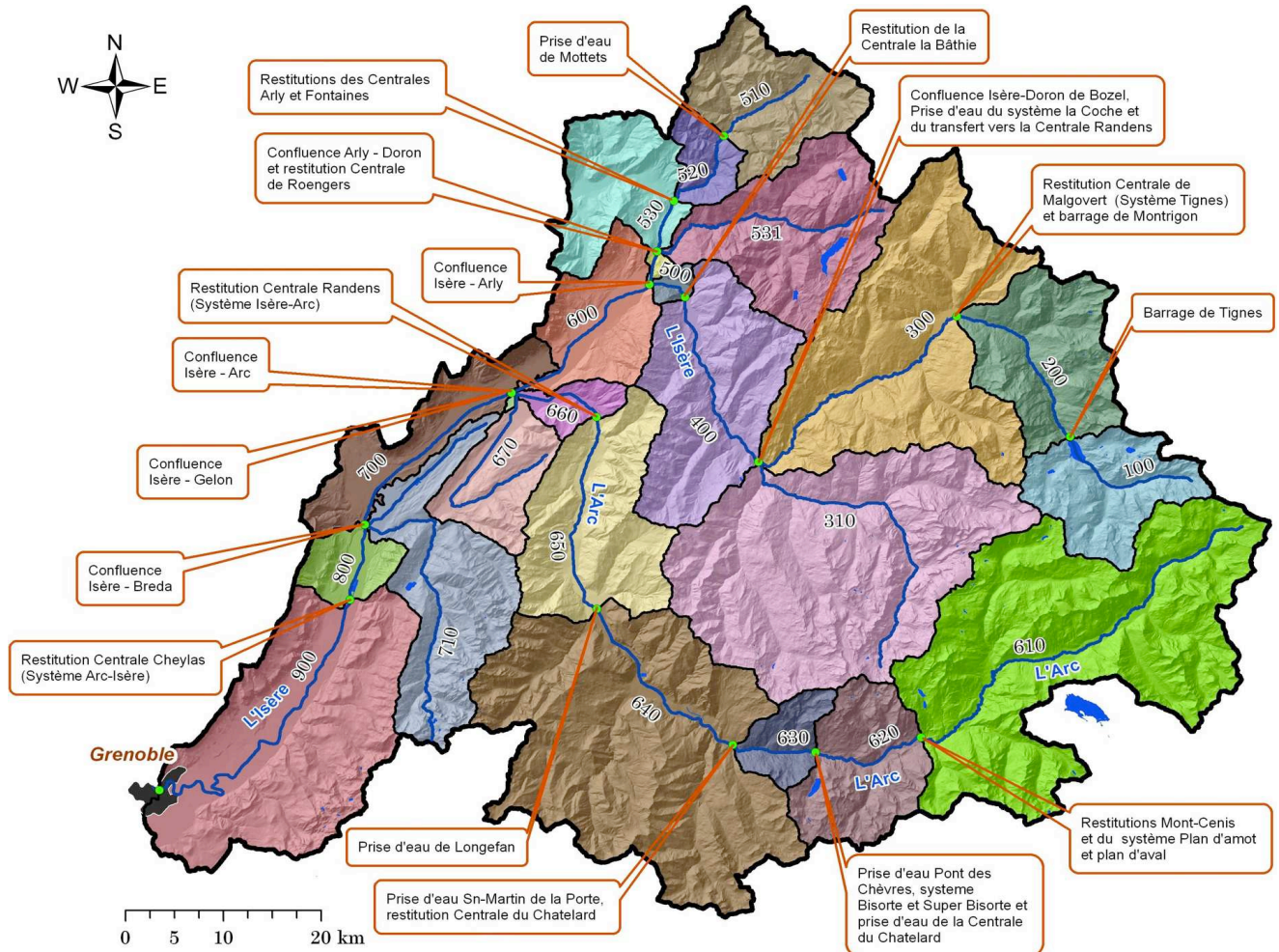


Figure 4.14. Sous-bassins versants associés aux tronçons considérés comme morphologiquement homogènes pour l'application du modèle.

A partir des données des stations hydrométriques, on a calculé les valeurs de débits morphogènes aux nœuds de l'amont de chaque tronçon pour la condition avant et après les AH. Pour l'altération sur les apports sédimentaires, on a appliqué la procédure décrite précédemment et on a calculé finalement la direction et le module des 23 vecteurs d'altérations. On a donc pu déterminer les tendances d'ajustement des neuf variables de réponses proposées.

Ces résultats sont comparés aux observations de terrain et surtout aux études préexistantes. Ces différentes étapes, les difficultés rencontrées et les simplifications faites sont détaillées dans ce qui suit.

Code tronçon	Cours d'eau	Point amont	Point aval
100	Isère	La source de l'Isère	Barrage de Tignes
200	Isère	Barrage de Tignes	Restitution de la centrale de Malgovert et barrage de Montrigon
300	Isère	Restitution de la centrale de Malgovert et barrage de Montrigon	Confluence Isère-Doron de Bozel, prise d'eau du système la Coche et du transfert vers la Centrale Randers
310	Doron de Bozel	La source de Doron de Bozel	Confluence Isère - Doron de Bozel, prise d'eau du système la Coche et du transfert vers la Centrale Randens
400	Isère	Confluence Isère - Doron de Bozel, prise d'eau du système la Coche et du transfert vers la Centrale Randens	Restitution de la Centrale la Bâthie
500		Restitution de la Centrale la Bâthie	Confluence Isère - Arly
510	Arly	La source de l'Arly	Prise d'eau de Mottets
520	Arly	Prise d'eau de Mottets	Restitution des Centrales Arly et Fontaines
530	Arly	Restitution des Centrales Arly et Fontaines	Confluence Arly – Doron et restitution de la Centrale de Roengens
531	Doron	La source de Doron	Confluence Arly – Doron et restitution de la Centrale de Roengens
540	Arly	Confluence Arly – Doron et restitution de la Centrale de Roengens	Confluence Isère – Arly
600	Isère	Confluence Isère - Arly	Confluence Isère – Arc.
610	Arc	La source de l'Arc	Restitutions Mont-Cenis et du système Plan d'amont et plan d'aval
620	Arc	Restitutions Mont-Cenis et du système Plan d'amont et plan d'aval	Prises d'eau Pont des Chères, système Bisorte et Super Bisorte, et prise d'eau de la centrale du Chatelard
630	Arc	Prises d'eau Pont des Chères, système Bisorte et Super Bisorte, et prise d'eau de la centrale du Chatelard	Prise d'eau Saint-Martin-de-la-Porte et restitution de la centrale du Chatelard
640	Arc	Prise d'eau Saint-Martin-de-la-Porte et restitution de la centrale du Chatelard	Prise d'eau de Longefan
650	Arc	Prise d'eau de Longefan	Restitution centrale Randens
660	Arc	Restitution centrale Randens	Confluence Arc-Isère
670	Gelon	Source du Gelon	Confluence Gelon - Isère
700	Isère	Confluences Gelon et Arc - Isère	Confluence Isère - Breda
710	Breda	La Source du Breda	Confluence Breda - Isère
800	Isère	Confluence Isère - Breda	Restitution centrale de Cheylas (Système Arc - Isère)
900	Isère	Restitution centrale de Cheylas (Système Arc - Isère)	Isère à Grenoble

Tableau 4.9 Définition des tronçons

4.5.2 Évaluation de l'altération sur l'hydrologie

Les chronologies de débits ont été ajustées à une loi de probabilité (selon le cas, on a utilisé une distribution de Gauss ou Gumbel), avec l'objectif d'estimer les débits morphogènes en supposant que le débit morphogène Q_{mph} correspond au temps de retour moyen 2 ans du débit moyen journalier.

En général, les données de la série chronologique sont limitées aux données antérieures aux aménagements (environ avant l'année 1953). Pour la détermination de Q_{mph} pour les stations dont les données sont limitées, durée inférieure à dix ans, on a utilisé les valeurs proposées par Vivian (1969) quand elles étaient disponibles, et par défaut on utilisé une station sous les mêmes influences en pondérant la valeur par le rapport des surfaces respectives des BV.

Pour certains ouvrages de dérivation et de captage, les données de débits caractéristiques n'étaient pas disponibles directement. Les dérivations concernées sont localisées sur la figure 4.15.

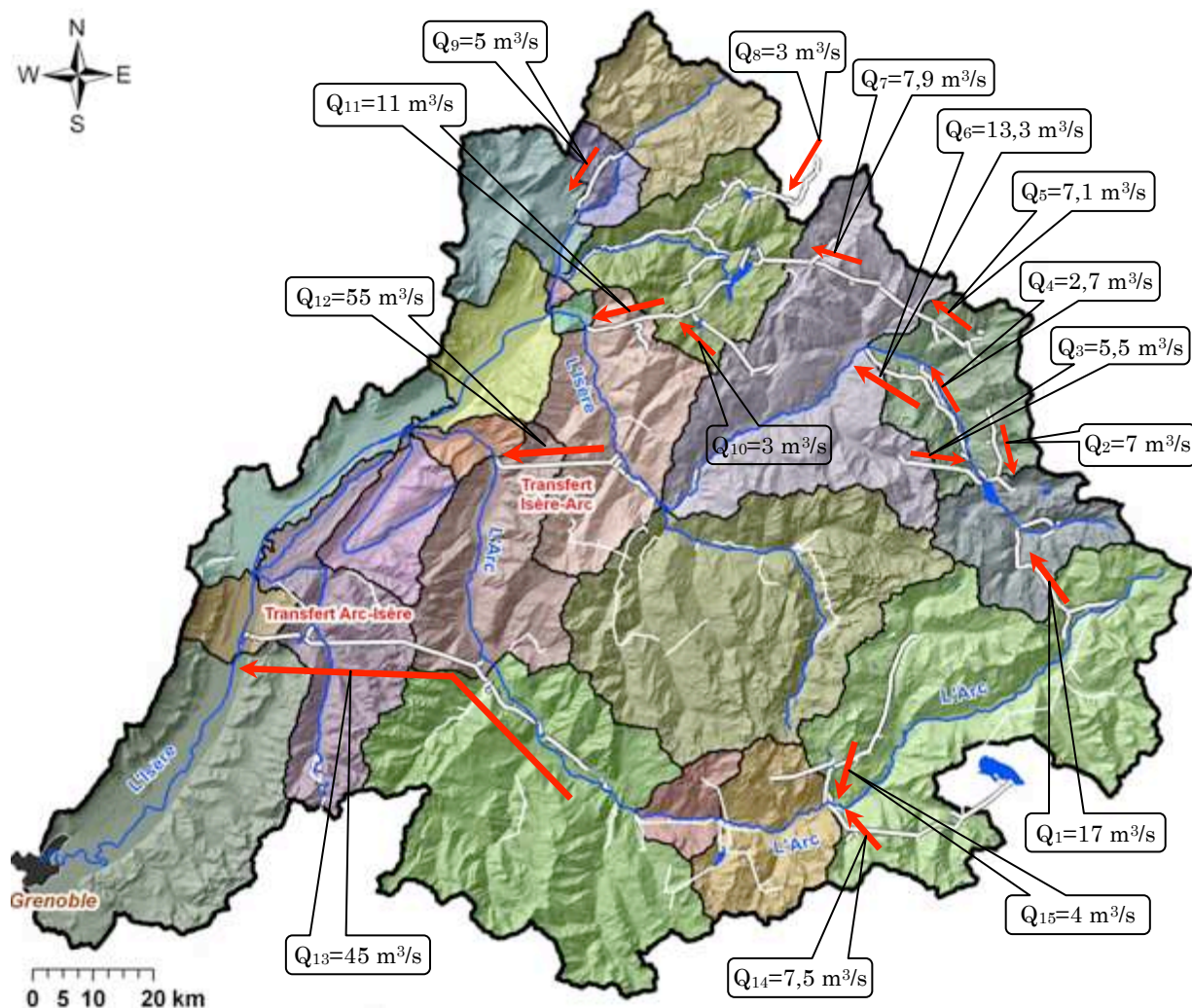


Figure 4.15. Valeurs des débits pour les extractions et restitutions associées à « Prima ».

Pour résoudre ce problème, nous avons fait une approximation à partir de la puissance installée des centrales et des études existantes, en particulier ce qui a été réalisé par Claude (2012), où il a présenté les débits d'équipement (des prises d'eau) du sous-bassin de l'Isère à Moûtiers. Ces valeurs de débits maximales ont été comparées avec l'information de la Production Moyenne Annuelle (PMA) de chaque centrale.

Un premier calcul de FQ_{mph} , nommé scénario «prima», a été réalisé avec ces valeurs de débits. Les résultats sont montrés sur la figure 4.16.

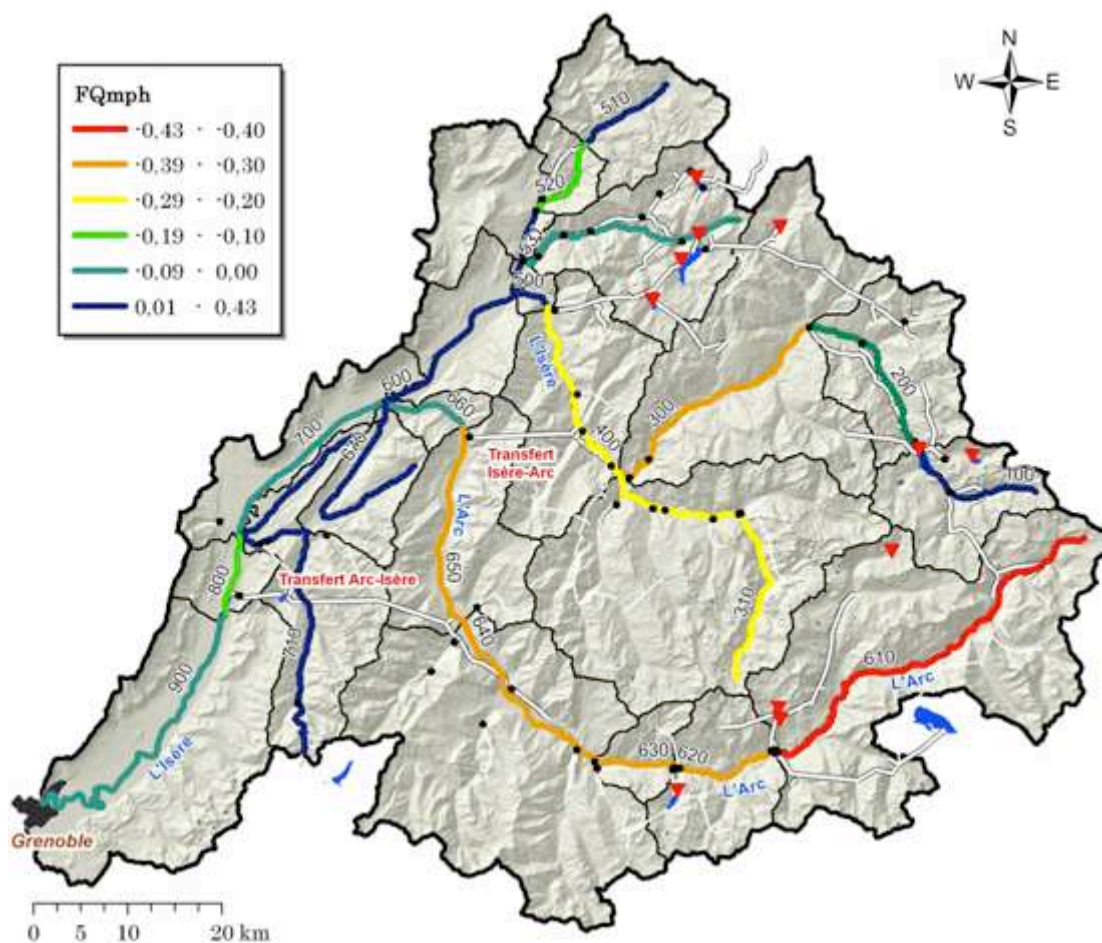


Figure 4.16. Valeurs de FQ_{mph} de chaque tronçon pour « Prima ».

Une analyse de sensibilité a ensuite été faite pour évaluer l'incertitude qui résulte de ces valeurs approximatives du débit. Cette analyse a suivi deux directions complémentaires :

- (i) On modifie l'ensemble des débits estimés, avec un facteur multiplicateur f . Les valeurs de f sont successivement 0,75, 0,50 et 0,25 et elles ne modifient pas de façon sensible les valeurs de FQ_{mph} sur l'ensemble du modèle à l'exception des tronçons 531, 100 et 200.
- (ii) On modifie séparément les débits estimés des aménagements qui expliquent la variabilité du calcul précédent :

La variation du débit dérivé Q1, qui représente le système d'aménagements de Val d'Isère entre le haut bassin de l'Arc et le bassin de l'Isère, fait varier FQ de manière notable dans les tronçons qui modélisent la haute Isère.

Q1	FQ_{mph} pour le tronçon 100	FQ_{mph} pour le tronçon 200
17 m ³ /s (prima)	0,43	-0,047
9 m ³ /s	0,120	-0,88

La variation du débit dérivé Q11 qui représente la conduite forcée qui alimente l'usine de La Bathie , influence par défaut le comportement du tronçon 531 (Doron de Beaufort).

Q11 (m ³ /s)	FQ _{mph} pour le tronçon 531
11 m ³ /s (prima)	-0,07
2,7 m ³ /s	-0,57

Nous avons aussi testé la sensibilité du débit Q13 qui représente le débit de transfert de l'aménagement Arc-Isère, mais il n'a pas d'influence notable sur la valeur de FQ pour aucun des tronçons court-circuités ni en aval du Cheylas.

Cette analyse de sensibilité montre que l'incertitude sur les valeurs de débit qui caractérisent ces ouvrages n'a que des conséquences potentielles très locales sur les valeurs qui caractérisent l'altération des débits.

4.5.3 Résultat de l'altération sur les apports sédimentaires.

La rupture de la continuité sédimentaire de la charge du fond peut être naturelle ou d'origine anthropique. Pour le bassin versant de l'Isère, on a considéré les lacs comme entités qui coupent la continuité du transport de la charge de fond de la même manière que les barrages fixes. Pour le calcul de FAS, nous avons identifié les exutoires des lacs (points jaunes) avec ses aires de drainage (surfaces en vert clair) et les barrages fixes (grands barrages, en rouge) et leur aire de drainage respective (surfaces noires), comme sur la figure 4.17.

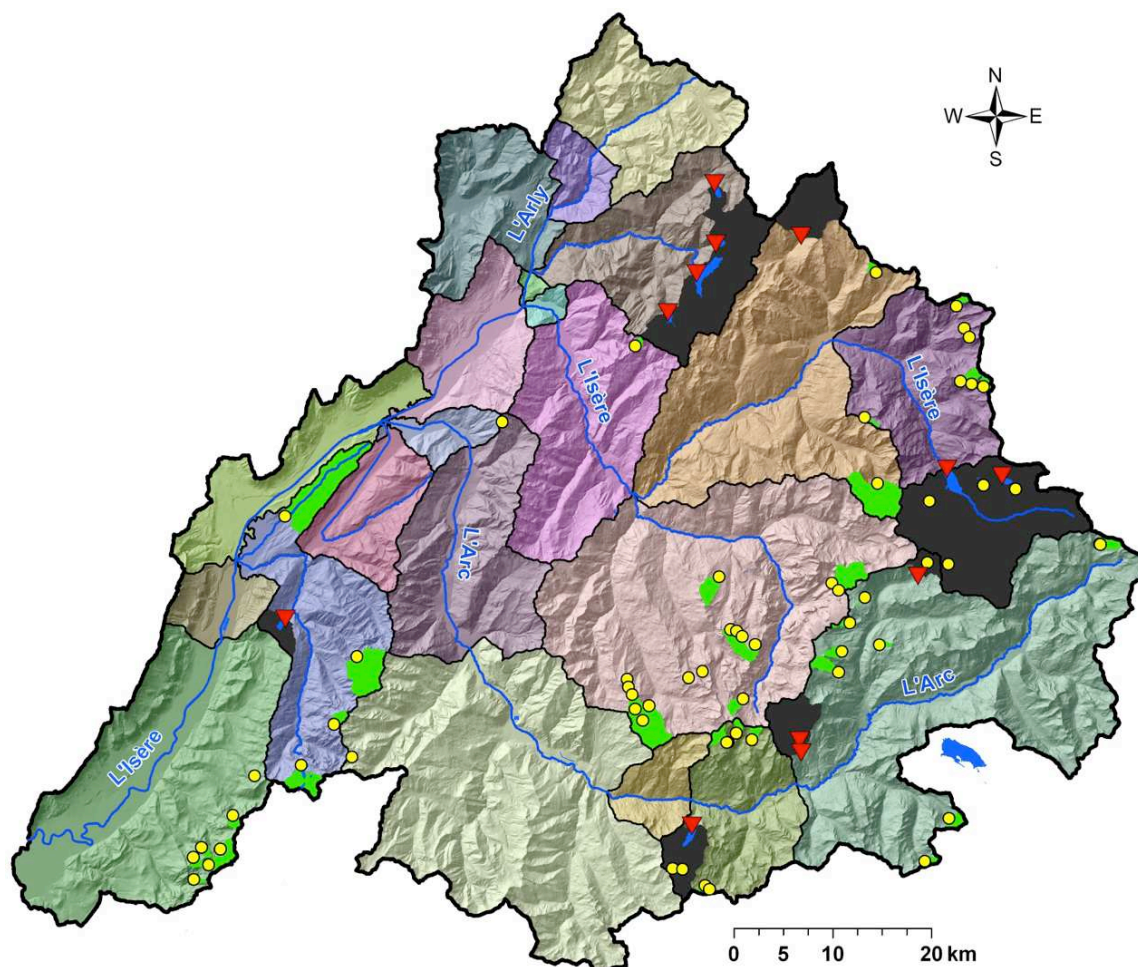


Figure 4.17. Localisations des murs des grands barrages, les exutoires des lacs et des aires de drainage respectives (en noir).

Les valeurs de la composante FAS sont présentées sur la figure 4.18. On remarque la forte influence du barrage de Tignes sur le tronçon 200, avec un déficit de 47,7%, compensé dans une certaine mesure par son bassin versant intermédiaire, un déficit de 34,1% pour le tronçon 300, entre Bourg-Saint-Maurice et Moûtiers, et 23,4% pour le tronçon 400, à l'aval de Moûtiers, atténué par la production du sous-bassin 310 (Doron de Bozel). L'autre tronçon qui est fortement affecté est le 531, Doron de Beaufort, influencé pour tous les barrages du système Beaufortin, avec un déficit de 36,5% qui est réduit à 6,5% pour effet de l'Arly ce que l'on a observé pour le tronçon 540. Finalement, la valeur estimée de FAS pour le tronçon 900 à l'amont immédiat de Grenoble est de -8,5%. L'effet de retenue sédimentaire des barrages fixes localisés sur la partie haute du bassin versant est en grande mesure atténué à l'aval.

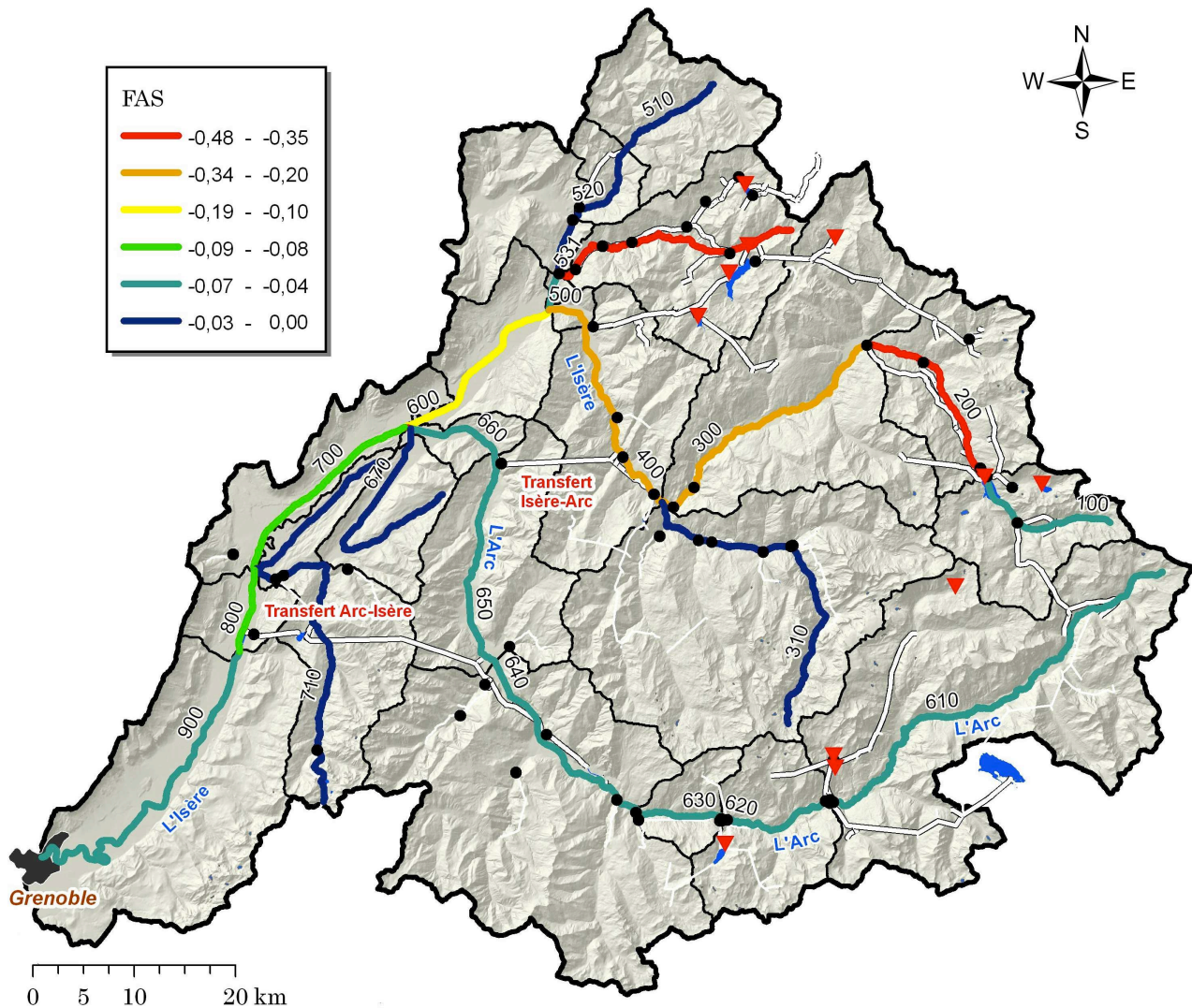


Figure 4.18. Valeurs de FAS de chaque tronçon.

4.5.4 Trajectoires de l'évolution : intensités, directions et tendances.

Avec les résultats des indicateurs d'altération FQ_{mph} et FAS, on a déterminé les angles et directions des vecteurs d'altération. Ces résultats sont présentés sur la figure 4.19 et complétés par le tableau 4.10.

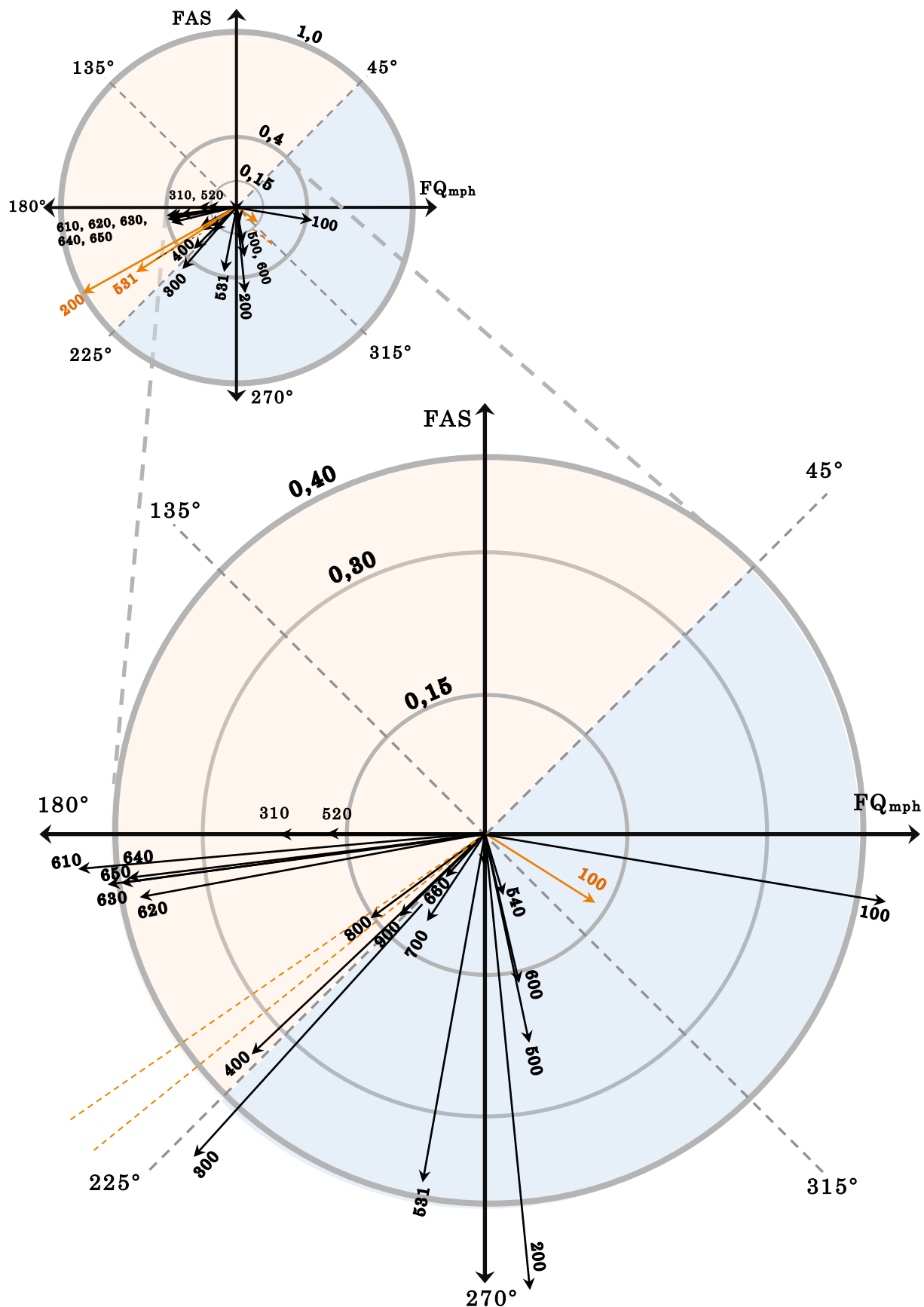


Figure 4.19. Vecteurs d'altération pour le bassin versant de l'Isère. La figure supérieure qui permet de visualiser l'ensemble des vecteurs est agrandie en dessous avec un module maximal égal à 0,4. Le vecteurs en couleur orange montrent les résultats extrêmes des essais de sensibilité faits pour le calcul de FQ_{mph} .

Tronçon	FQ _{mph}	FAS	Magnitude	Angle	Aggradation Dégradation	Pente	Largeur	Profondeur	d50	Sinuosité	Formation de Terrasse	Formation de pavage	Colonisation de végétation
100	0,43	-0,07	0,44	350,35	D	↓	↑	↑	↑	?	Pas formation	?	Pas formation
200	0,05	-0,48	0,48	275,68	D	↓	↓↑	↑	↑	↑	Formation	Formation	Pas formation
300	-0,31	-0,34	0,46	227,35	A/D	↓↑	↓	?	↑	?	Formation	Formation	?
310	-0,22	0,00	0,22	180,00	A	↑	↓	↓	↓	↓	?	Pas Formation	Formation
400	-0,25	-0,23	0,34	223,07	A/D	↓↑	↓	?	↑	?	Formation	Formation	?
500	0,05	-0,22	0,22	281,99	D	↓	↓↑	↑	↑	↑	Formation	Formation	Pas formation
510	0,00	0,00	0,00	0,00	D	↓	↑	↑	↑	?	Pas formation	?	Pas formation
520	-0,17	0,00	0,17	180,00	A	↑	↓	↓	↓	↓	?	Pas Formation	Formation
530	0,00	0,00	0,00	0,00	D	↓	↑	↑	↑	?	Pas formation	?	Pas formation
531	-0,07	-0,37	0,37	259,37	D	↓	↓↑	↑	↑	↑	Formation	Formation	Pas formation
540	0,02	-0,06	0,07	287,53	D	↓	↓↑	↑	↑	↑	Forma/Pas formation	Formation	No Formation
600	0,04	-0,16	0,16	282,99	D	↓	↓↑	↑	↑	↑	Forma/Pas formation	Formation	No Formation
610	-0,43	-0,04	0,43	184,66	A	↑	↓	↓	↓	↓	?	Pas formation	Formation
620	-0,37	-0,07	0,38	190,44	A	↑	↓	↓	↓	↓	?	Pas formation	Formation
630	-0,39	-0,05	0,39	187,51	A	↑	↓	↓	↓	↓	?	Pas formation	Formation
640	-0,38	-0,04	0,39	186,51	A	↑	↓	↓	↓	↓	?	Pas formation	Formation
650	-0,38	-0,04	0,39	185,97	A	↑	↓	↓	↓	↓	?	Pas formation	Formation
660	-0,04	-0,06	0,07	239,53	D	↓	↓↑	↑	↑	↑	?	Formation	Pas formation
670	0,00	0,00	0,00	0,00	A/D	↓	↑	↑	↑	?	Pas formation	?	Pas formation
700	-0,06	-0,09	0,11	236,83	A/D	↓↑	↓	?	↑	?	Formation	Formation	?
710	0,00	-0,03	0,03	270,00	D	↓	↓↑	↑	↑	↑	Formation	Formation	Pas formation
800	-0,12	-0,09	0,15	216,11	A/D	↓↑	↓	?	↑	?	Formation	Formation	?
900	-0,09	-0,08	0,12	223,36	A/D	↓↑	↓	?	↑	?	Formation	Formation	?
Les tronçons avec sensibilité significative aux 15 débits (voir figure 4.15):													
100	0,12	-0,07	0,14	328,67	D	↓	↑	↑	↑	?	Pas formation	?	Pas formation
200	-0,88	-0,48	1,00	208,53	A/D	↓↑	↓	?	↑	?	Formation	Formation	?
531	-0,57	-0,37	0,68	212,59	A/D	↓↑	↓	?	↑	?	Formation	Formation	?

Tableau 4.10 Directions et intensités des tendances proposées pour le modèle, pour tous les tronçons avec le scenario « Prima » et son plus grand écart.

Comme nous avons indiqué les directions d'ajustement sous l'effet des aménagements hydroélectriques se trouvent dans l'hémisphère inférieur (entre 180° et 360°). La figure 4.19 montre aussi que la plus grande part des vecteurs ont des directions comprises entre 180° et 225° , donc avec une tendance générale vers l'aggradation en particulier pour les tronçons qui décrivent la rivière l'Arc (tronçons 610 – 660). 55% des vecteurs ont un module moyen dans l'intervalle (0,16 – 0,40), 21% des vecteurs ont un module élevé dans l'intervalle (0,41 – 1,0) qui traduit une altération importante des tronçons concernés ; 14% ont un module faible (0,01 – 0,15) et 10% ont des altérations nulles.

En ce qui concerne les tronçons qui ont été identifiés précédemment comme les plus sensibles à l'imprécision sur les données de débit (tronçons 100, 200 et 531), on peut observer que les différentes évaluations des tendances ne sont pas contradictoires au niveau de la direction des changements, mais que le module des vecteurs peut être de deux à quatre fois plus important entre les valeurs extrêmes. Les débits du scénario « prima » sont utilisés par la suite. On trace dans les figures suivantes (4.20 à 4.28) les évolutions des variables d'ajustement.

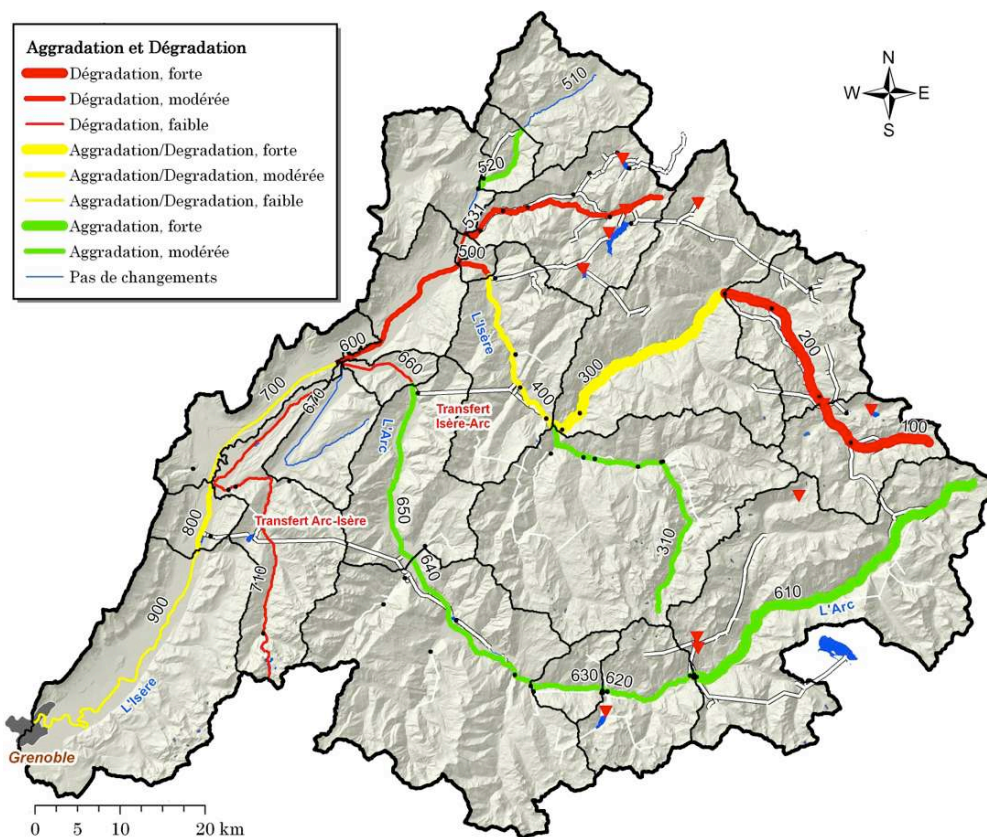


Figure 4.20. Tendances et intensités prédites par le modèle pour le niveau du fond du lit.

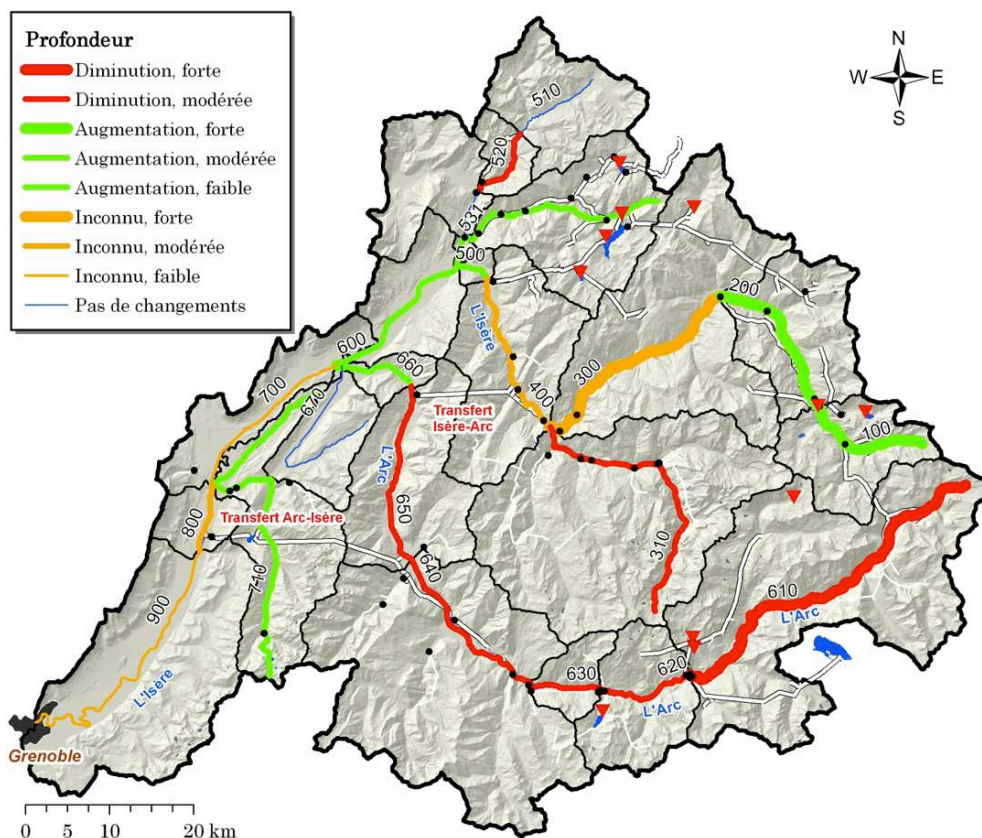


Figure 4.21. Tendances et intensités prédites par le modèle pour la profondeur d'eau.

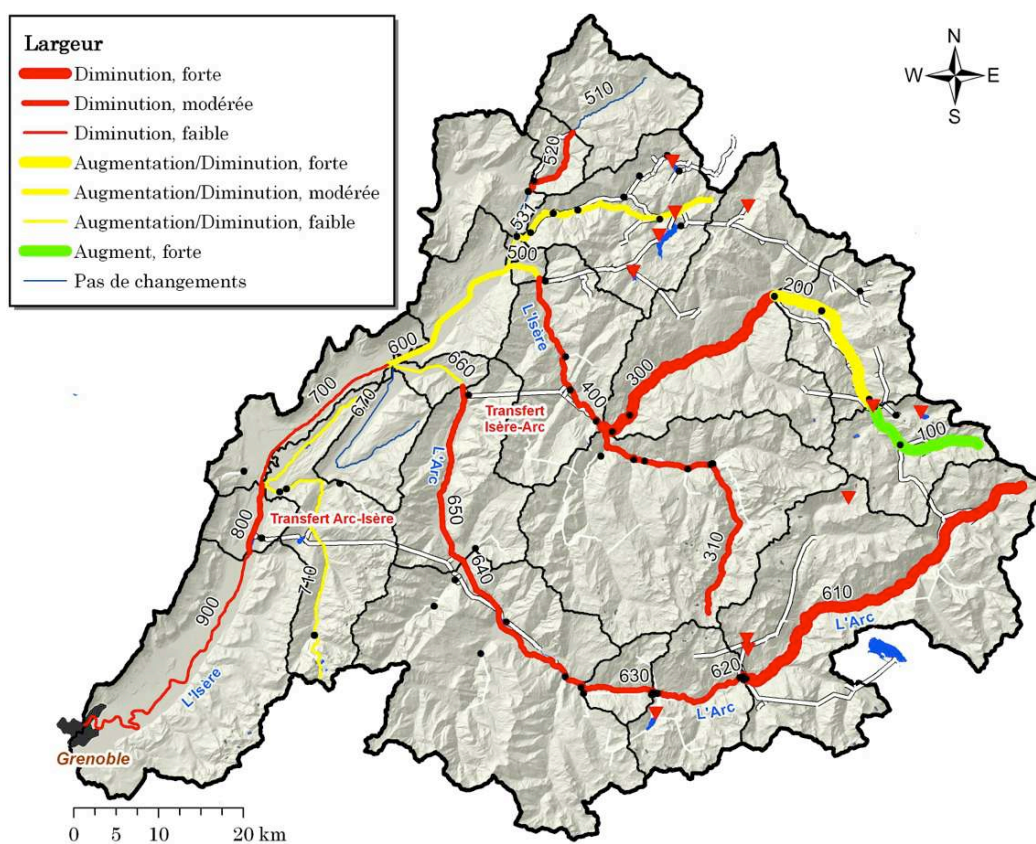


Figure 4.22. Tendances et intensités prédites par le modèle pour la largeur du lit.

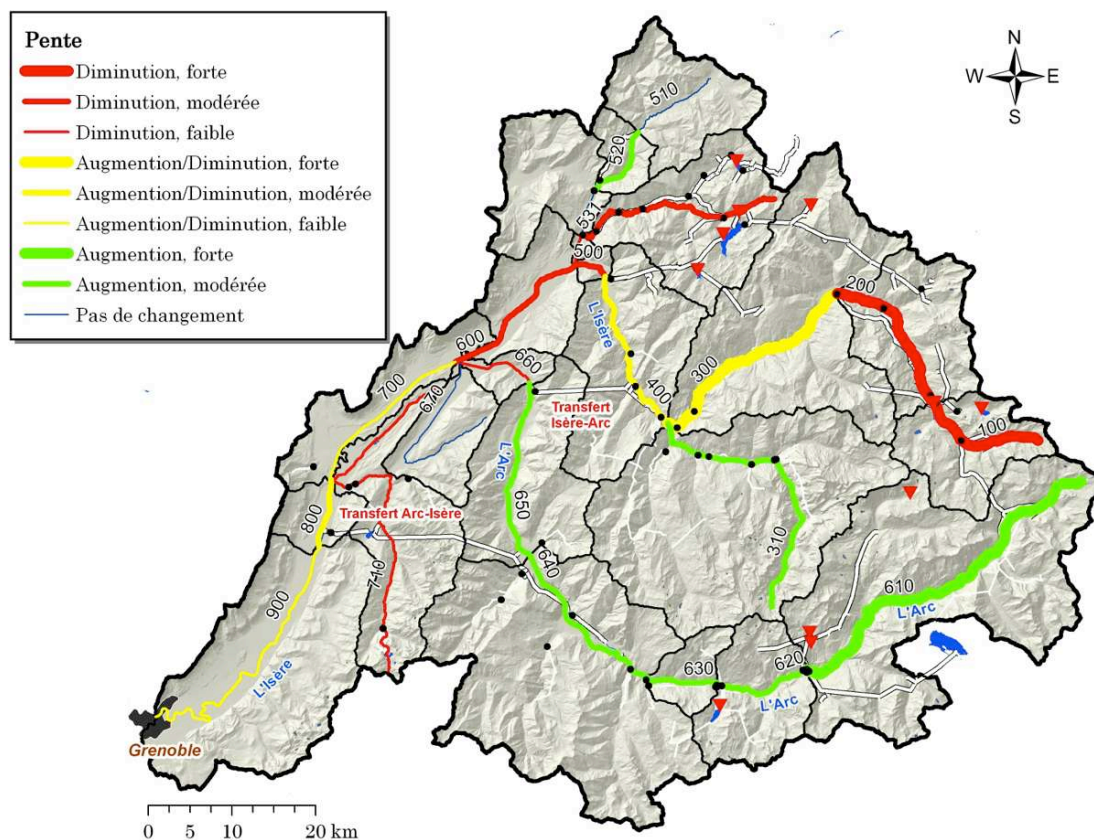


Figure 4.23. Tendances et intensités prédites par le modèle pour la pente du lit.

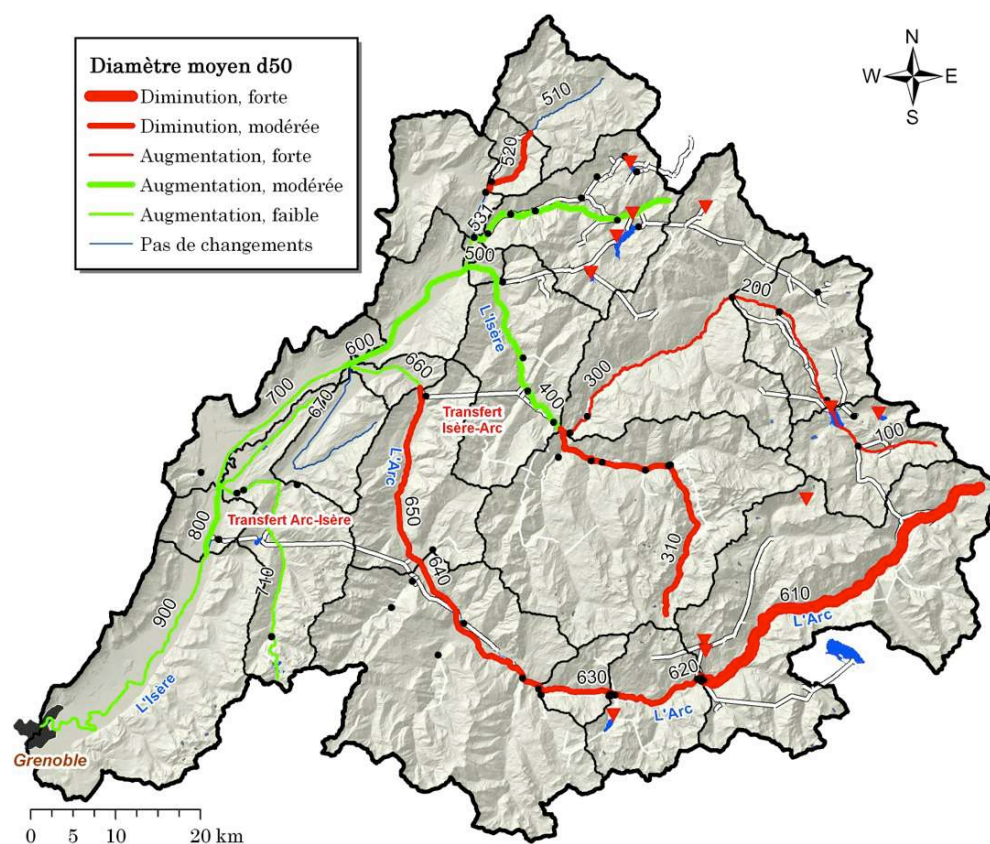


Figure 4.24. Tendances et intensités prédites par le modèle pour le diamètre moyen.

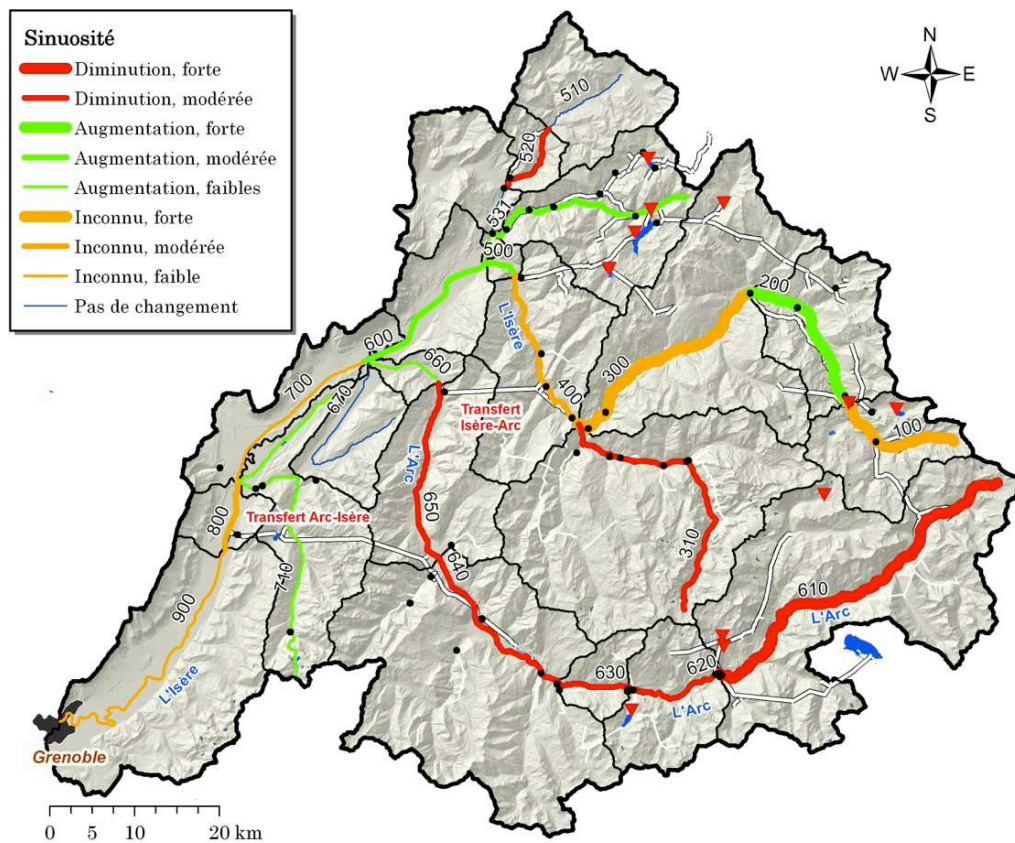


Figure 4.25. Tendances et intensités prédites par le modèle pour la sinuosité.

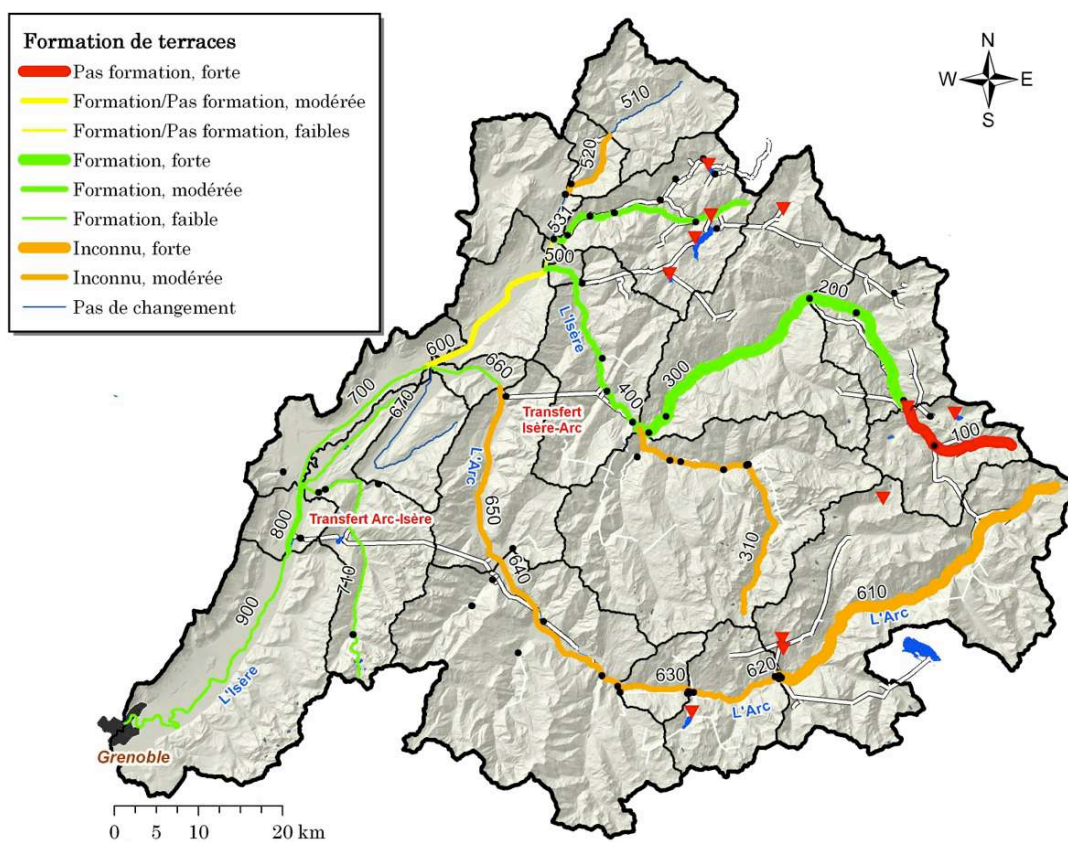


Figure 4.26. Tendances et intensités prédites par le modèle pour la formation de terrasses.

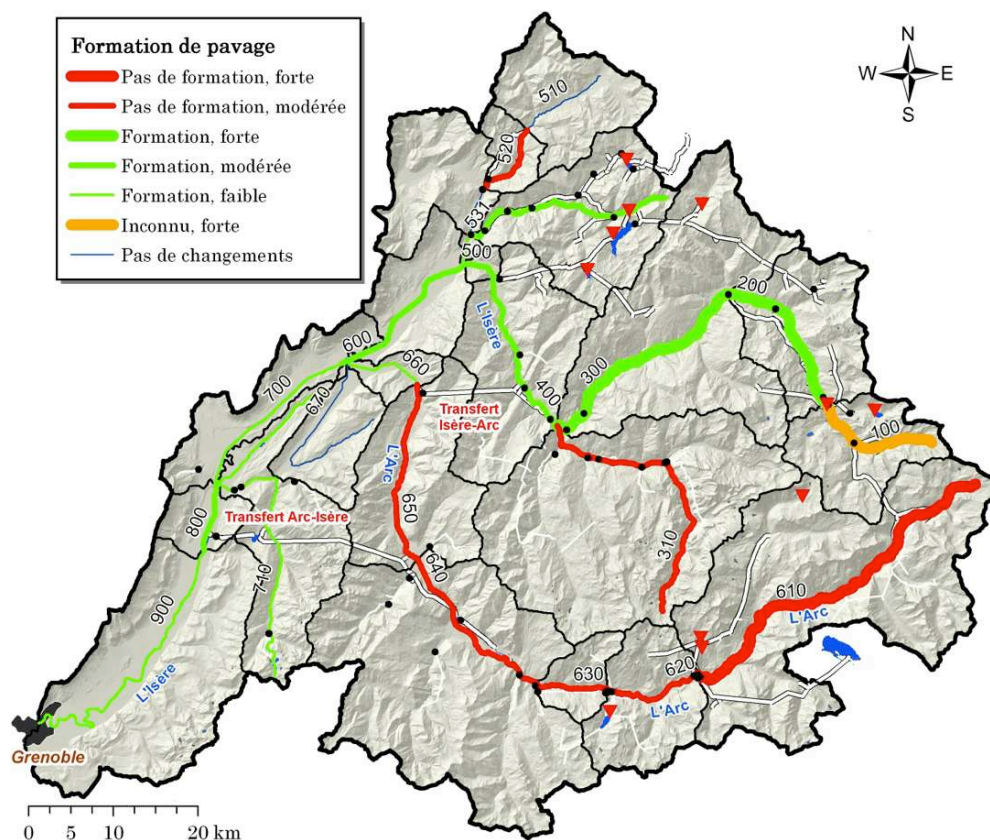


Figure 4.27. Tendances et intensités prédites par le modèle pour la formation de pavage

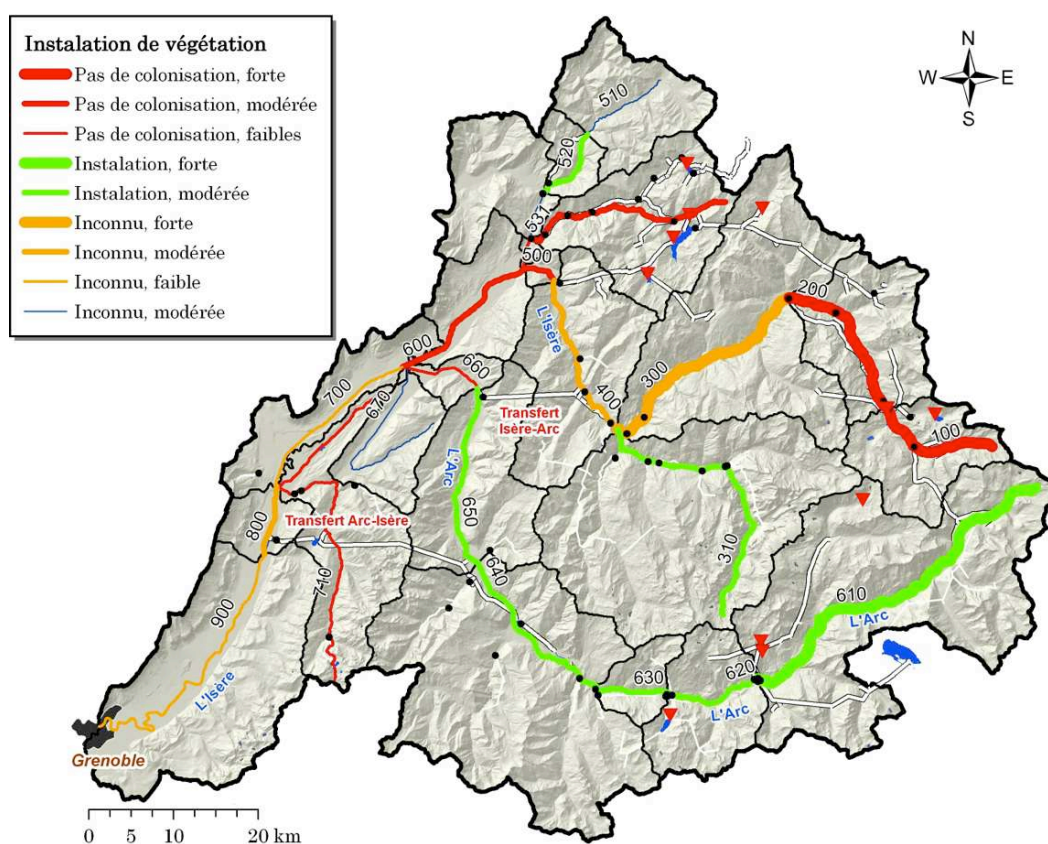


Figure 4.28. Tendances et intensités prédites par le modèle pour l'installation de la végétation.

Sur les figures et les résultats précédents, nous pouvons remarquer que pour plusieurs tronçons il y a une indétermination pour certaines variables d'ajustement (mention « Inconnu »). C'est par exemple le cas pour l'installation de végétation dans la partie basse de l'Isère (700, 800 et 900) où l'évolution de ce caractère est fortement dépendante des conditions locales. Par exemple Meier et Hauer (2010) ont trouvé que l'établissement en rivières de graviers pour le Peuplier de l'Ouest (« *Cottonwood* » : *Populus trichocarpa*) est fortement dépendant de la portion de sédiments fins dans la matrice du sol (sable fin, sable très fin et limon) et de l'épaisseur de la couche superficielle de sédiments grossiers.

Il existe des relations empiriques entre les variables de réponse utilisées dans ce modèle. Par exemple une tendance vers l'aggradation implique un basculement vers l'augmentation de la pente et une diminution de la sinuosité pour augmenter le transit de sédiments. Dans le cas d'une tendance vers la dégradation ou incision du lit, les variables de réponses associées seront une diminution de la pente, une augmentation potentielle de la sinuosité avec une érosion latérale, qui dépendra des conditions de berges et du fond. Bien que cette dynamique puisse paraître logique le cas de l'Isère est plus complexe ; par exemple, pour les tronçons endigués comme pour les tronçons contraints par les versants (la plupart des tronçons de ce bassin versant sont dans l'un ou l'autre cas) le modèle prédit une tendance vers l'augmentation de la largeur mais ce processus aura peu de possibilité de se produire, ce qui va se traduire finalement pour une incision plus sévère.

4.5.5 Validation et limitations du modèle.

Les possibilités de validation des résultats de ce modèle de l'évolution morphologique des rivières du bassin versant de l'Isère sont limitées. La principale raison est que nous n'avons considéré que les altérations produites par les aménagements hydroélectriques. Il existe d'autres phénomènes qui ont modifié le comportement morphosédimentaire de ce bassin, qui se sont enclenchés à différentes époques et dont les effets sont continus, ou en tout cas qui mettent en défaut nos hypothèses initiales d'équilibre morphologique avant l'aménagement hydroélectrique et le fait que cet aménagement soit la seule source de perturbation.

Parmi ces autres sources d'altération qui influencent la morphologie de l'Isère on peut citer la reforestation des versants et la déprise rurale, la chenalisation (rectification du lit, coupures de méandres, endiguements, la construction d'ouvrages d'infrastructure dans le lit ou en bordure du lit (autoroutes, seuils, barrages filtrants, barrages pour le dépôt et rectification de torrents), et les extractions de granulats. Peiry *et al.*, 1994 ont souligné que la période climatique connue comme le petit âge glaciaire a eu des effets sur la morphologie de l'Isère qui ont été rémanents au moins jusqu'à la période (1950-1980). Pour ces raisons, toutes les observations de terrain sur les changements morphologiques du lit de l'Isère sont la conséquence de ces sources d'altération multiples.

Nous avons cependant fait une tentative de validation partielle des prédictions sur la dégradation et l'aggradation du lit, basée sur le bilan fait par Peiry *et al.* (1994). Ces observations sont comparées sur la figure 4.29 aux résultats du modèle pour la variable aggradation/dégradation. Nous avons aussi reporté sur cette même figure la localisation des extractions de sédiments dans le lit mineur reporté par le Comité de bassin Rhône-Méditerranée (RMC,1995) parce que ce sont des perturbations majeures récentes.

Peiry *et al.* (1994) distinguent d'une part des phénomènes ponctuels d'incision et/ou d'exhaussement du lit (en gris sur la carte de la figure 4.29) et d'autre part des incisions/exhaussements généralisés (en noir). Ils ont observé l'incision dans la Combe de Savoie (tronçon 600 du modèle), le Grésivaudan (tr. 700, 800 et 900), l'Arc supérieur (tr. 610) ; le cours de l'Arc inférieur (tr. 660), en aval de la restitution de la dérivation Isère-Arc, provenant de la centrale de Randens et la haute vallée de l'Isère (tr. 100 et 200). Pour ces tronçons, toutes les prédictions du modèle concordent avec les observations à l'exception du tronçon 610 où le modèle annonce une aggradation du fait des transferts d'eau vers Tignes, des prises d'eau de Plan d'Aval et de la dérivation depuis Mont-Cenis vers les usines d'Aussois et de Villarodin respectivement. Pour ce qui est des tronçons de la plaine alluviale de l'Isère dans le Grésivaudan, le modèle n'est pas capable d'identifier une tendance précise vers la dégradation constatée ; cela s'explique parce que d'une part dans cette partie aval du bassin versant se font sentir les effets des multiples altérations superposées et donc que les composantes du vecteur d'altération sont moins précises, et que d'autre part, et surtout, le modèle ne prend pas en compte les perturbations sévères introduites par les extractions de granulats.

Les limitations du modèle qui nous semblent les plus importantes sont :

- a) la difficulté pour estimer la production sédimentaire des versants qui transite ensuite comme charge de fond ;
- b) la nécessité de prendre en compte des contraintes locales et d'intégrer de la connaissance experte spécifique ;
- c) le modèle suppose un équilibre dynamique de la morphologie fluviale avant les perturbations ;
- d) le modèle ne donne pas des indications sur le temps de réponse, c'est-à-dire sur la durée de la période transitoire nécessaire pour retrouver un nouvel équilibre dynamique ;
- e) le modèle n'est pas capable de reproduire d'éventuelles déviations des trajectoires. Les trajectoires originellement prédites peuvent être déviées par des processus de régulation ; par exemple l'incision pourra être arrêtée ou ralentie par la formation d'une couche de pavage ou bien par la superposition des altérations depuis d'autres sources d'altération qui ont été introduites postérieurement.

Pour les points c), d) et e) les limitations proviennent du fait que la cinétique n'est pas prise en compte par le modèle. Cette lacune pourrait être corrigée en considérant une discrétisation du temps, en ajustant progressivement les trajectoires sur la base d'une approche physique simplifiée. Ce type d'approche sera exploré dans le prochain chapitre de ce travail, justement pour aborder les questions sur la durée de la période transitoire et la superposition des altérations.

Une autre limitation de ce travail concerne la validation. Il est bien entendu recommandé de pouvoir appliquer le modèle sur d'autres bassins versants perturbés où l'on disposerait d'observations.

Malgré ces limitations, les résultats qualitatifs obtenus suggèrent que ce type d'approche a un grand potentiel pour aider à prévoir les **directions des évolutions** des rivières du fait d'altérations de la continuité du transit sédimentaire et/ou du régime hydrologique à l'échelle de bassin versant. Il faut noter que le modèle est facilement adaptable à d'autres types de

sources d'altération, par exemple une évolution climatique à l'échelle du bassin versant, à condition de savoir quantifier les indicateurs FQ_{mph} et FAS.

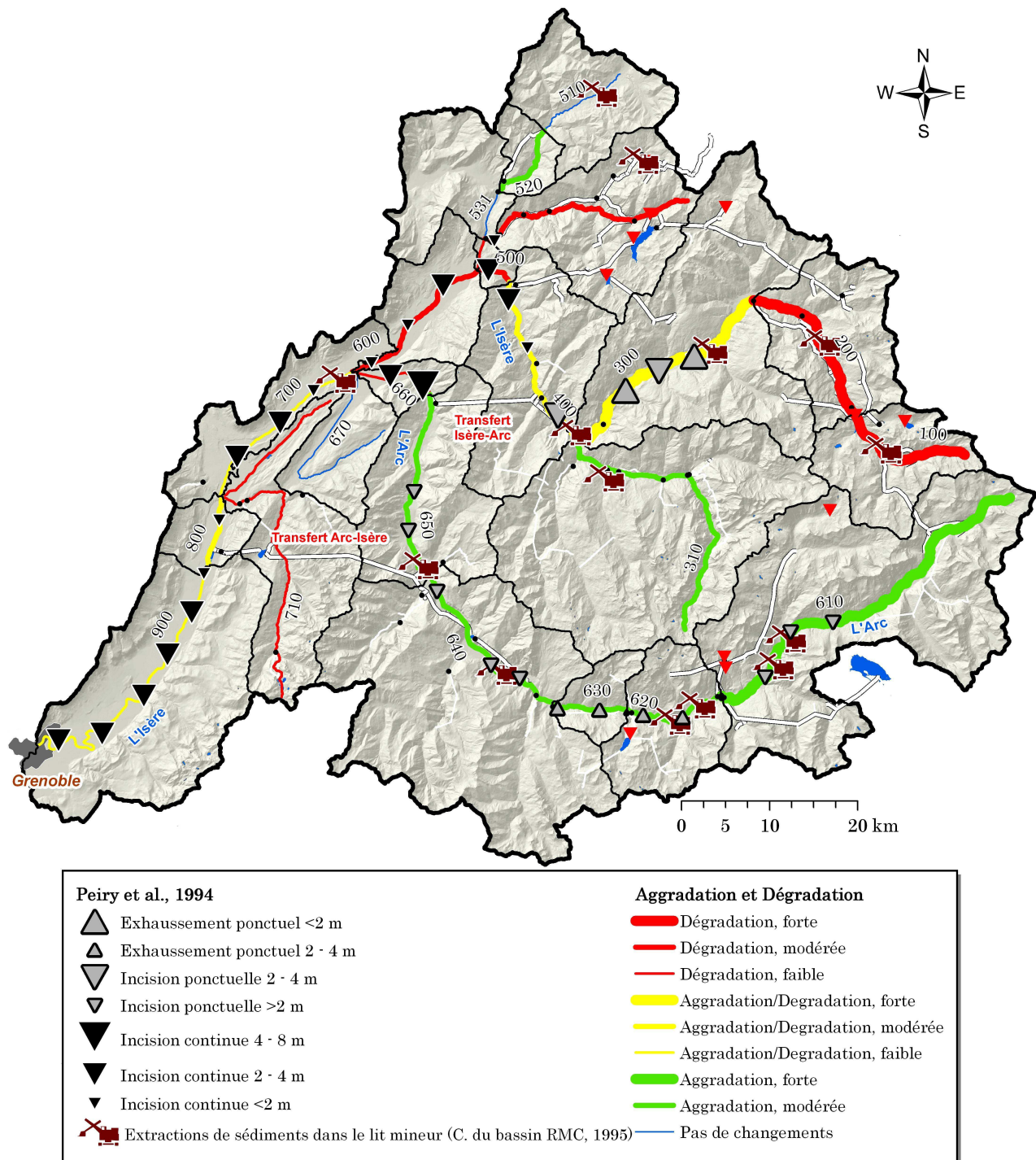


Figure 4.29. Tendances et intensités prédites par le modèle pour l'aggradation et dégradation, observations depuis Peiry *et al.*, 1994 et localisations des extractions de sédiments dans le lit mineur.

4.6 Synthèse du chapitre.

Ce chapitre a permis d'analyser à partir des indicateurs proposés pour les altérations les réponses potentielles des tronçons de rivières, considérés homogènes, en utilisant la théorie de l'équilibre dynamique et la notion de trajectoire.

Pour l'indicateur d'altération de la fourniture sédimentaire, on a proposé une méthode basée sur l'hypothèse de connexion versant-rivière, avec une approche spatialement distribuée. Même si cet indicateur ne permet pas de quantifier le volume ou la masse en transit dans le lit, il donne des indications sur l'activité de chaque sous-bassin versant lié aux tronçons de rivière.

Nous avons montré qu'avec ce modèle simple, on peut faire des prédictions sur les changements attendus de la morphologie d'un cours d'eau. Bien que ces résultats ne peuvent pas être largement validés, ils donnent une idée sur les tendances d'évolution de la morphologie de la rivière qui résulte, et d'une altération des variables de contrôle.

L'application du modèle sur le bassin versant de l'Isère a mis en évidence le besoin de développement d'un modèle transitoire pour caractériser la cinétique de réponses, et pour permettre d'étudier l'impact de plusieurs sources d'altération qui ne sont pas synchrones.

5

Modélisation numérique simplifiée pour la cinétique de l'évolution du lit.

5.1	INTRODUCTION.....	110
5.2	PRINCIPE DE LA MODÉLISATION.....	110
5.2.1	<i>Généralités et principales hypothèses.....</i>	<i>110</i>
5.2.2	<i>Procédure de calcul.....</i>	<i>111</i>
5.3	MISE EN ŒUVRE.....	112
5.3.1	<i>Choix du tronçon test.....</i>	<i>112</i>
5.3.2	<i>Sur le débit morphogène.....</i>	<i>113</i>
5.3.3	<i>Sur la durée de la période transitoire et la propagation des perturbations.....</i>	<i>116</i>
5.3.4	<i>Sur la superposition des altérations.....</i>	<i>119</i>
5.4	SYNTHÈSE DU CHAPITRE.....	120

5.1 Introduction.

Comme cela a été dit dans les chapitres précédents, les périodes transitoires et la superposition des effets ne peuvent pas être représentés par des modèles conceptuels ou analytiques. Une modélisation numérique est nécessaire ; elle sera ici très simplifiée.

En l'appliquant à un tronçon type, cette modélisation nous permettra dans un premier temps une réflexion sur le débit morphogène.

Elle nous permettra ensuite de caractériser la période transitoire et de simuler la superposition de plusieurs causes d'altération et simuler les altérations.

On terminera par une partie prospective pour l'utilisation de cette modélisation à l'échelle du bassin versant.

5.2 Principe de la modélisation

Dans ce paragraphe, on présente d'abord une explication générale sur le modèle et les hypothèses de travail pour la formalisation du modèle ; on précise ensuite les modèles élémentaires qui permettent de calculer les conditions hydrodynamiques et le transport de sédiment.

5.2.1 Généralités et principales hypothèses.

Une rivière est en équilibre sédimentaire dynamique quand les flux solides arrivant de l'amont sont transportés vers l'aval par l'écoulement (voir les références au chapitre 2.3.1 où l'équilibre dynamique a été défini). Bien entendu cet équilibre des flux comprend un remplacement des matériaux du lit et il se comprend à l'échelle pluriannuelle en relation avec les aléas hydrologiques et la fourniture sédimentaire.

Le principe de la modélisation qui est proposé est qu'un écart entre le flux solide arrivant à l'amont d'un tronçon, intégré sur une année et la capacité de transport de ce tronçon est compensé par une érosion/un dépôt de matériaux équivalent dans ce tronçon pendant la même période.

Il y a plusieurs possibilités d'ajustement du stock sédimentaire dans le tronçon qui peut se faire par l'ajustement de la largeur, la variation de la sinuosité, la variation du rapport profondeur/largeur, etc.

On adaptera ce principe de modélisation aux tronçons homogènes définis dans les chapitres précédents en schématisant leurs caractéristiques par un tronçon de section prismatique, de pente uniforme et de longueur L . Le diamètre des sédiments du lit est aussi uniforme et il est le même que celui des sédiments transportés. On simplifiera radicalement les options d'ajustement du lit de la rivière en limitant les mécanismes potentiels d'ajustement à une adaptation de la pente moyenne du tronçon en conservant la section en travers et le niveau de base à l'aval du tronçon.

Le modèle numérique simplifié unidimensionnel prend en compte les altérations sur le régime hydrologique et l'alimentation sédimentaire en amont pour déterminer l'évolution du profil en long.

5.2.2 Procédure de calcul.

Les conditions initiales supposent un tronçon de rivière en équilibre sédimentaire : à l'échelle de l'année, la fourniture sédimentaire en amont correspond à la capacité de transport intégrée sur l'année.

Comme dans le modèle conceptuel, l'altération du régime hydrologique en amont du tronçon est traduite sous la forme d'une courbe des débits moyens journaliers classés.

Pour chacun de ces débits, on calcule successivement :

- La hauteur d'eau avec l'approximation d'un régime uniforme. On utilise ici la formule de Manning-Strickler.
- La capacité de transport solide du tronçon de rivière avec l'utilisation d'une formule empirique de transport solide par charriage. On utilise ici la formule de Meyer-Peter et Müller (1948).

L'intégration de ces débits solides sur l'année, en tenant compte de la fréquence du débit liquide utilisé, permet de calculer la capacité de transport annuel en volume net.

L'application du principe de modélisation, par comparaison de cette capacité de transport au volume net entrant permet de calculer un ajustement de la pente moyenne pour l'année considérée (en prenant en compte un facteur représentant la porosité du lit). Le flux sortant à l'aval est supposé égal à la capacité de transport.

L'ajustement de la pente du tronçon implique que la capacité de transport du tronçon est modifiée à l'issue de ce calcul annuel. Du fait de l'ajustement de la pente, la différence entre le flux solide entrant et la capacité de transport solide du tronçon diminue en valeur absolue. La même procédure est donc appliquée avec un pas de temps d'une année jusqu'à l'obtention d'un état d'équilibre.

Cette procédure d'ajustement est illustrée sur la figure 5.1 dans le cas d'une incision et d'une invariance des conditions amont.

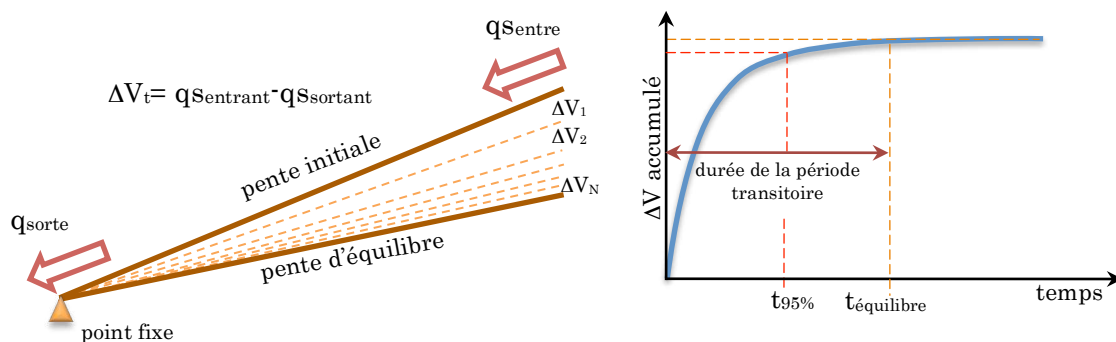


Figure 5.1. a) Schéma d'opération du modèle pour l'évolution du profil en long (cas d'incision) et ; b) Dynamique temporelle du stock du volume, avec la caractérisation de 95% de la durée de la période transitoire et le 100% de la durée.

5.3 Mise en œuvre

5.3.1 Choix du tronçon test.

Le modèle a été appliqué sur le tronçon de l'Isère en aval du barrage des Échelles d'Hannibal à Aigueblanche jusqu'à Pont de Cervins, situé environ 4 km en amont de la restitution de la centrale de la Bâthie. Notre intérêt pour ce tronçon est basé sur les résultats donnés par le modèle conceptuel présenté dans le chapitre précédent. Ce tronçon correspond, sur pratiquement toute son étendue, au code 400 désigné dans le chapitre précédent. Sur la figure 5.2 on a représenté la localisation du sous-bassin 400 dans le bassin de l'Isère et le tronçon avec les principaux aménagements.

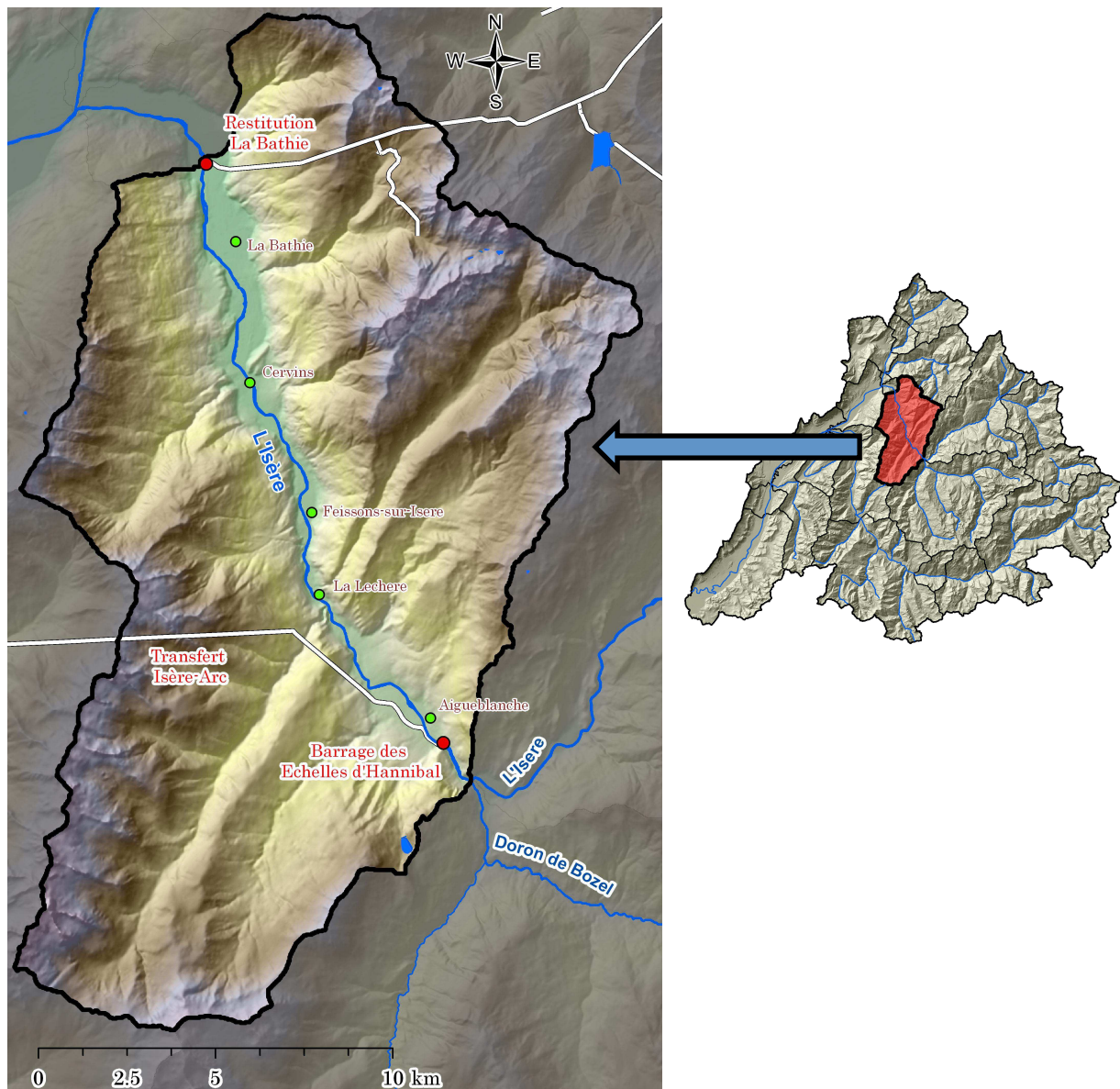


Figure 5.2. Localisation du tronçon modélisé, dans le bassin versant Isère.

Ce tronçon a été choisi car le résultat du modèle conceptuel n'a pas indiqué de direction claire concernant la tendance d'évolution, ce qui en fait un cas test particulièrement

intéressant. De plus, il y a des données suffisantes pour l'application d'un modèle numérique comme celui que nous avons défini et pour le calcul d'un débit effectif.

Le tableau 5.1 détaille les principales caractéristiques, paramètres hydrauliques et du sédiment utilisés dans la modélisation.

Paramètre	Valeur
Cote à Aigueblanche	450 m (NGF)
Cote à Pont de Cervins	377 m (NGF)
Position à Aigueblanche	216 km
Position à Pont de Cervins	203 km
Diamètre moyen d_{50}	85 mm
Largeur du profil en travers	20 m
Coefficient de Manning	0,030
Porosité	0,35

Tableau 5.1. Caractéristiques du tronçon et paramètres utilisés dans le modèle.

Les résultats que nous présentons dans cette section sont organisés en trois parties. La première partie correspond aux calculs et aux résultats pour le débit effectif. La deuxième partie se focalise sur la durée de la période transitoire et la propagation des perturbations vers l'aval. Enfin, dans la troisième partie, nous réalisons une simulation avec modifications dans le temps des altérations des variables de contrôle et nous montrons les changements de trajectoires résultants.

5.3.2 Sur le débit morphogène.

Dans le chapitre précédent, on a associé le débit de période de retour de deux ans au débit morphogène (Q_{mph}). Ici, on calcule le débit effectif (Q_{eff}) par la méthode définie par Wolman et Miller (1960). Cette méthode permet de déterminer le débit qui réalise la plus grande quantité de **travail morphogène** par rapport à sa fréquence d'occurrence. Le Q_{eff} correspond donc à la valeur maximale du produit entre la fréquence et le taux de sédiment transporté par ce débit. Cette méthode repose sur la meilleure efficacité des événements d'intensité modérée, mais fréquents sur une longue période, pour le travail morphogène.

En toute rigueur, cette méthode n'est applicable que s'il existe de longues chroniques de données de débits liquides et solides (Barry *et al.*, 2008), autant pour la charge en suspension comme pour celle du fond. Nous sommes intéressés par le transport de matériels grossiers, ceux qui composent le fond du lit. Dans notre cas, sans avoir cette information, on a supposé que la capacité de transport calculée avec la chronique des débits (à travers l'équation de Meyer-Peter et Müller, 1948) est proportionnelle à la quantité de sédiments effectivement transportée. C'est une approche fréquemment utilisée (par exemple Goodwin, 2004) pour le calcul de Q_{eff} , mais elle peut être une forte simplification du problème (Ferro et Porto, 2012).

Pour le tronçon étudié, nous avons considéré les conditions avant l'année 1953 (avant la mise en service des barrages de Chevril, de Montrigon et des Échelles d'Hannibal) et après 1954. Les résultats sont montrés dans les figures 5.3 et 5.4.

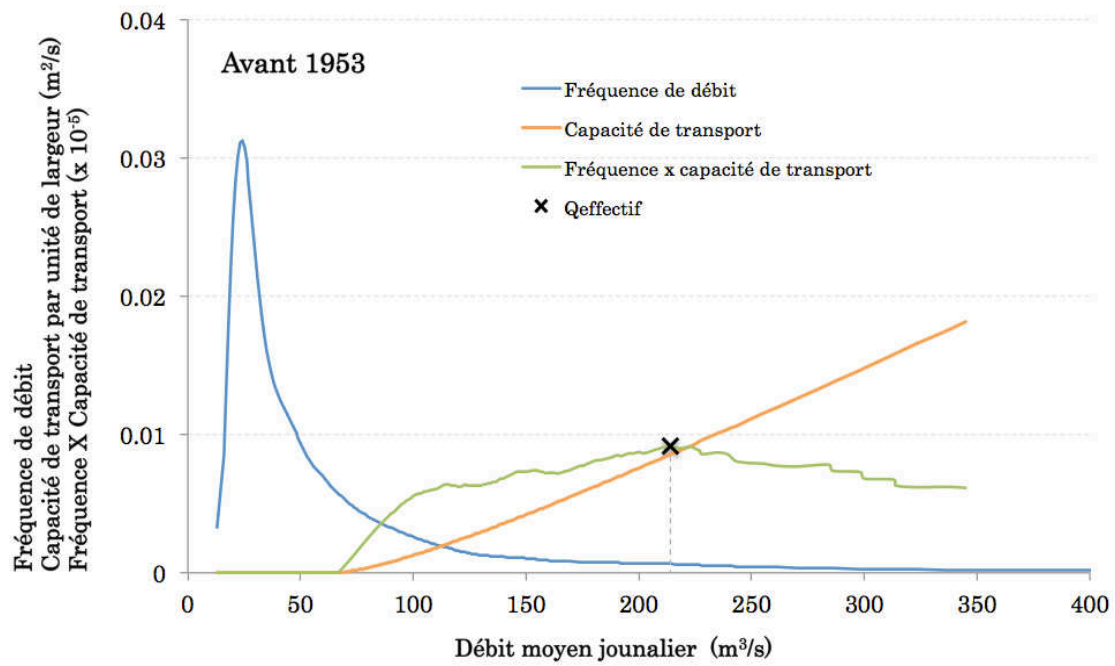


Figure 5.3. Estimation du débit effectif avant 1953, selon la méthode de Wolman et Miller (1960) : depuis une courbe de fréquence de débits journaliers et de la capacité de transport.

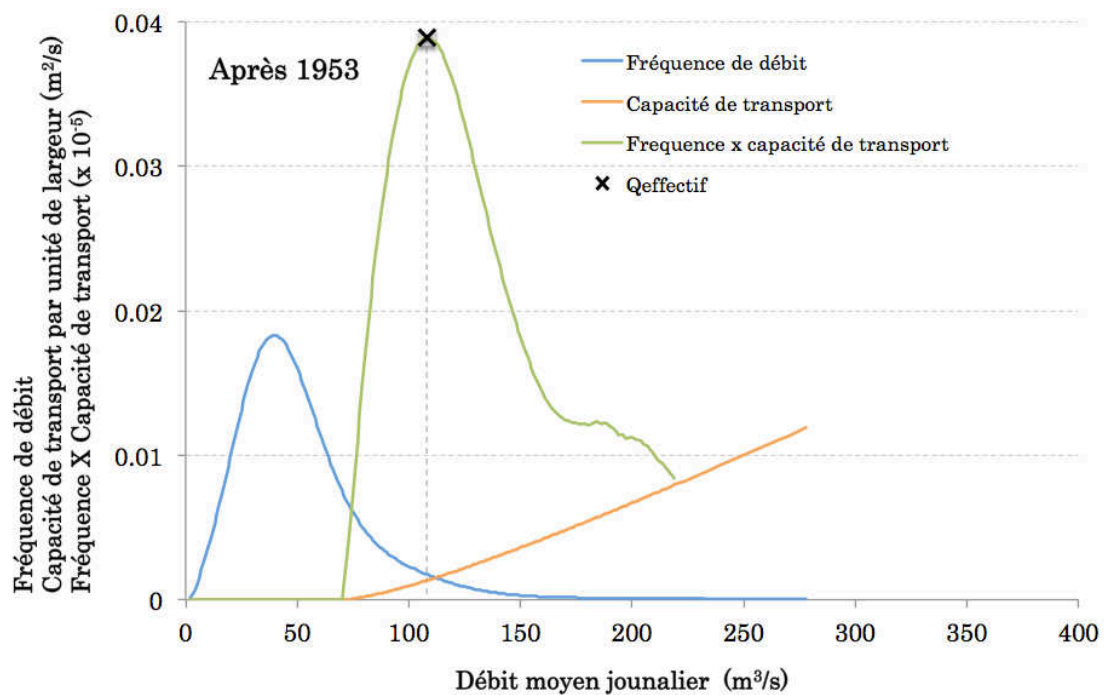


Figure 5.4. Estimation du débit effectif après 1953, selon la méthode de Wolman et Miller (1960) : depuis une courbe de fréquence de débits journaliers et de la capacité de transport.

Le débit effectif est $Q_{eff}^{avant}=214 \text{ m}^3/\text{s}$ avant aménagement et $Q_{eff}^{apres}=108 \text{ m}^3/\text{s}$ après aménagement.

On peut comparer le débit effectif avant aménagement avec le débit de temps de retour moyen $Q_{T=2}^{avant}=198 \text{ m}^3/\text{s}$. Ces débits ont des valeurs assez proches, avec un écart relatif de l'ordre de 7%. Il faut cependant remarquer que la multiplication entre la fréquence et la capacité de transport ($F \times C_{tras}$) ne présente pas de valeur maximale marquée, voir figure 5.4, et qu'il est un peu arbitraire de définir un débit effectif à l'intérieur de la plage (210-223 m^3/s). Cette particularité de la forme de la courbe ne se traduit pas par une différence significative sur le calcul de l'indicateur d'altération du régime hydrologique (FQ_{mph}).

Avec la nouvelle valeur de Q_{mph} , maintenant associée à Q_{eff} , on recalcule l'indicateur d'altération FQ_{mph} . Notre méthode considère pour le calcul de FQ_{mph} le Q_{mph} avant les aménagements en utilisant les deux courbes de débit classés (avant et après) et l'équation 4.1. La nouvelle valeur est $FQ_{mph} = -0,46$ au lieu de $-0,25$.

Avec $FQ_{mph} = -0,46$ et avec $AS = -0,23$ la direction et la magnitude correspondantes du vecteur d'altération du tronçon sont $207,5^\circ$ et $0,51$ (les valeurs calculées avec $Q_{T=2}$ ont été $223,1^\circ$ et $0,34$). Pour ce nouveau vecteur d'altération, les variables de réponses ont la **même tendance générale** (aggradation/dégradation), mais avec un rapprochement clair vers la **zone du diagramme qui correspond à une aggradation** (zone délimitée par les angles $67,5^\circ$ et $202,5^\circ$, pour plus de précisions voir le tableau 4.9) et avec une **intensité** plus grande, comme c'est montré sur la figure 5.5.

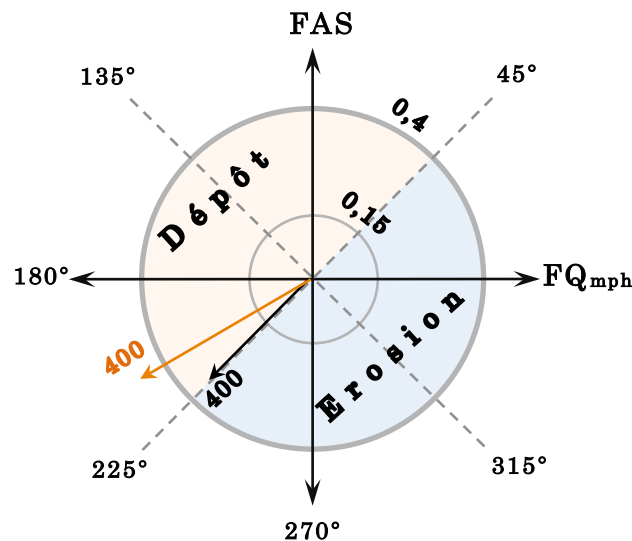


Figure 5.5. Intensité et direction du vecteur d'altération pour le tronçon 400. En noir le vecteur calculé avec l'utilisation de un $Q_{T=2}$ comme débit morphogène et en orange avec l'utilisation de Q_{eff} débit morphogène.

À propos de l'estimation du débit morphogène et des différentes méthodes, nous pouvons faire les remarques suivantes :

- La méthode de Wolman et Miller (1960) est très sensible aux hauts débits malgré leur rareté. Ceci peut introduire une erreur sur la détermination du Q_{eff} . Il y a une très forte sensibilité de la méthode à la qualité de données.
- La valeur de Q_{eff} dépend du type du régime hydrologique et il est établi sur une géométrie donnée. La valeur de Q_{eff} calculée par cette méthode varie donc si la géométrie est dans une phase transitoire de transformation.
- On considère un seul diamètre de sédiments pour l'évaluation de la capacité de transport, ce qui est un peu simpliste pour des rivières qui présentent des distributions granulométriques étendues. Dans ces derniers cas, la méthode peut fournir plusieurs Q_{eff} différents, par exemple une valeur associée à des sédiments plus fins et une autre moins fréquente associée à la fraction des sédiments grossiers. On atteint ici la limite de la pertinence de cette valeur de référence.
- Pour réduire l'incertitude sur l'estimation du Q_{mph} , il est recommandé de comparer Q_{eff} , $Q_{T=2}$ et aussi le débit de plein bord, à condition que la rivière soit en équilibre et avec l'absence d'éléments perturbants (digues et ouvrages).

Avant 1953	
Débit maximal (probabilité associé)	442 m ³ /s (0,019%)
Hauteur d'eau maximale (modélisé)	3,70 m
Débit minimal (probabilité associé)	13 m ³ /s (0,31%)
Hauteur minimale d'eau (modélisé)	0,15 m
Pente	0,562%
Capacité de transport annuelle	7,83·10 ⁵ ton
Après 1953	
Débit maximal (probabilité associé)	278 m ³ /s (0,005%)
Hauteur d'eau maximale (modélisé)	3,33 m
Débit minimal (probabilité associé)	2 m ³ /s (0,009%)
Hauteur minimale d'eau (modélisé)	0,17 m

Tableau 5.2. Conditions hydrauliques pour le tronçon avant et après l'année 1953

L'analyse comparative des Q_{eff} et $Q_{T=2}$ nous a donné un peu plus d'informations en ce qui concerne la tendance du tronçon 400, mais le vecteur d'altération reste encore à l'intérieur de la zone autour de 225° (zone délimitée par les angles 200,5° et 247,5°), où la tendance est vers aggradation/dégradation, mais il est plus proche de la zone de dépôt. Le modèle numérique pourra nous donner plus de précisions concernant sa trajectoire et sa cinétique.

5.3.3 Sur la durée de la période transitoire et la propagation des perturbations.

Nous avons appliqué le modèle décrit dans la section 5.2 avec les caractéristiques et paramètres montrés dans les tableaux 5.1 et 5.2, la série de débits classés pour les conditions hydrologiques postérieure à la construction des aménagements (1953), et avec des apports de sédiments constants, distribués pendant l'année.

L'indicateur d'altération des apports sédimentaires FAS est égal à -0,23. Cette valeur de l'indicateur traduit une diminution de l'apport sédimentaire provoqué par les aménagements à l'amont du tronçon test.

On suppose que la rivière est en équilibre au temps $t=0$ de la simulation (soit avant 1953).

Les résultats de la modélisation sont portés sur les figures 5.6 à 5.9. Les résultats montrent une tendance à l'aggradation du lit (figure 5.6), ce qui confirme la prédiction réalisée pour le modèle conceptuel en utilisant le Q_{eff} comme Q_{mph} . La diminution de la capacité de transport qui résulte de l'altération du régime hydrologique par les aménagements amont est plus importante que la diminution des apports sédimentaires et on constate donc une augmentation de la pente.

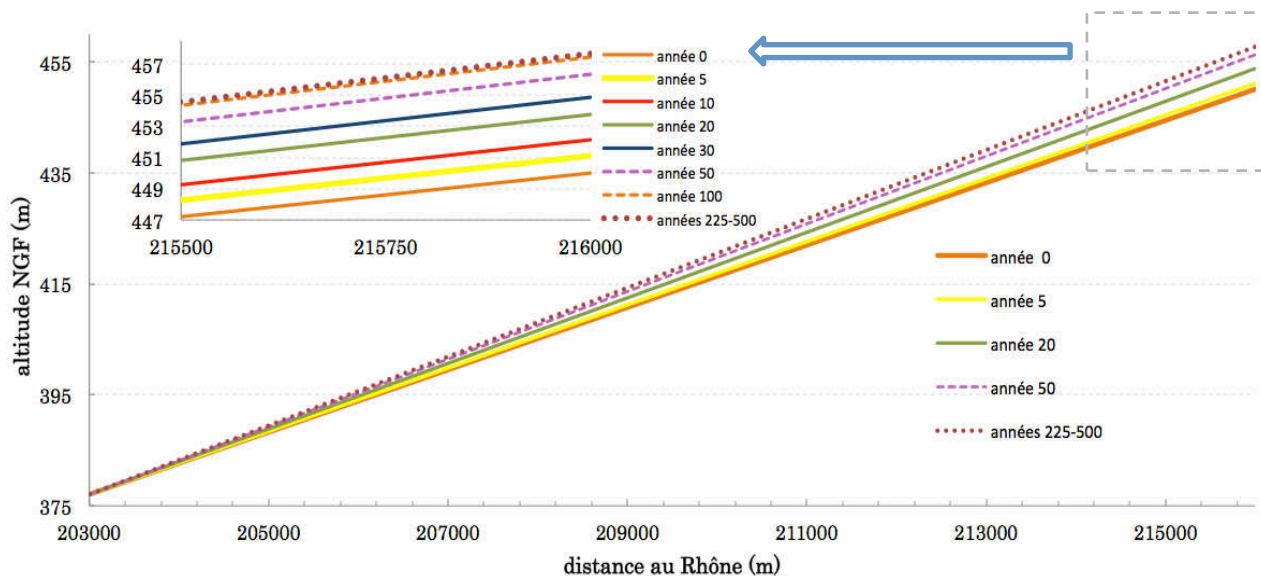


Figure 5.6. Évolution modélisée pour le profil en long de l'Isère, pour une condition de déficit de 23% de la fourniture de sédiments.

95% de l'évolution finale est atteinte après 85 ans et l'équilibre final est pratiquement réalisé après 225 ans de simulation (figure 5.7). La pente finale d'équilibre est 0,620%. La durée de la période transitoire estimée pour le modèle est cohérente avec ce que l'on peut trouver dans la littérature (par exemple Brandt, 2000a; Tealdi *et al.* 2011; Buffington, 2012; entre autres).

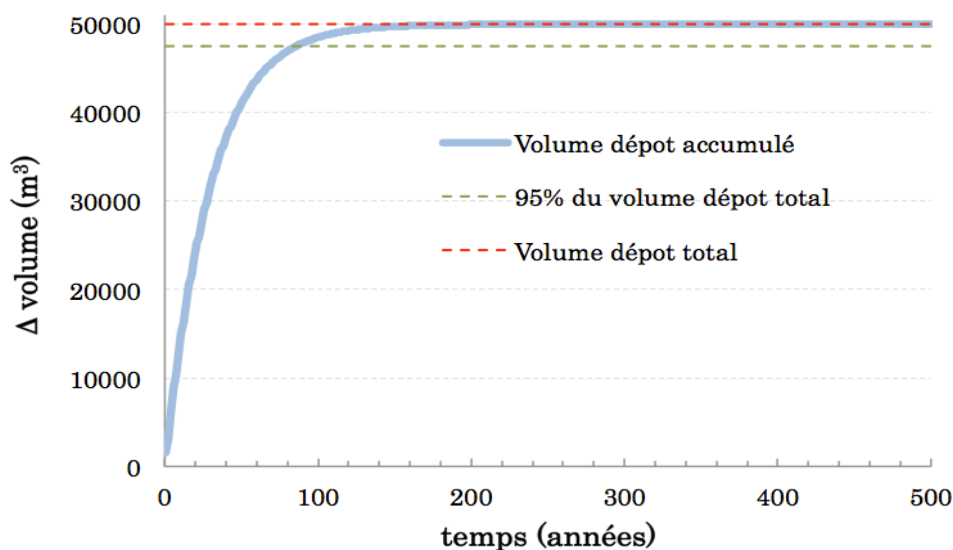


Figure 5.7. Évolution temporelle du volume stocké accumulé

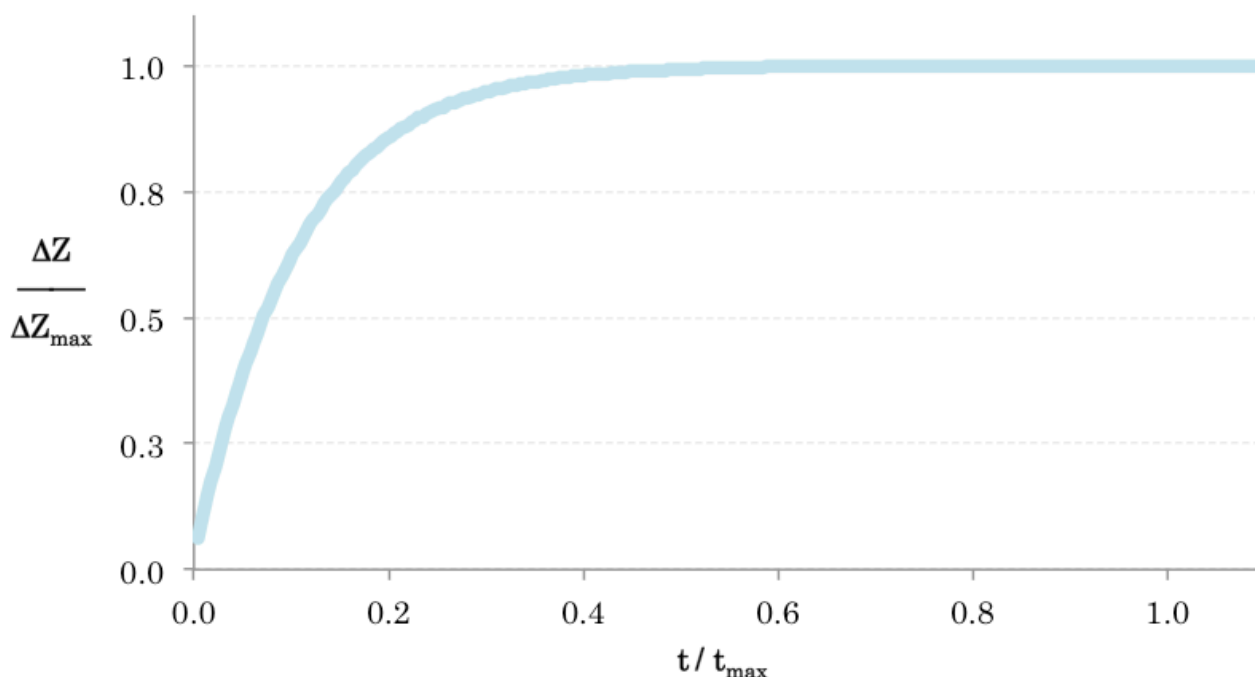


Figure 5.8. Évolution de la cote du lit comme fonction du temps, les deux variables sont normalisées pour ses valeurs maximales.

L'évolution temporelle de la cote et du volume stocké montre que dans les premiers temps les changements sont très rapides et qu'il convergent ensuite plus lentement vers le profil stable de manière asymptotique (figures 5.7 et 5.8). Ce comportement a été décrit aussi dans la littérature et discuté dans la section 2.3.2. Ce comportement est similaire à celui qui a été observé par Williams et Wolman (1984) pour le cas de l'incision (voir figure 2.10). De la figure 5.8 qui montre l'évolution temporelle de la cote du fond en amont du tronçon, on peut déduire que le changement de profil suit une loi du type exponentielle décroissante.

La simplification de la géométrie et les hypothèses de calcul qui ont été faites permettent de reproduire une évolution moyenne à l'échelle du tronçon. Bien entendu cette modélisation qui ne décrit pas les évolutions locales ni la progressivité de la transformation morphologique n'est pas adaptée à une étude prospective à une échelle plus fine. La réduction des changements morphologiques aux seuls changements de pente et l'évolution granulométrique et le fait de considérer une granulométrie uniforme et très simplifiée (un seul diamètre) sont aussi des limitations importantes pour une application à l'échelle locale.

La figure 5.9 montre l'évolution de la fourniture sédimentaire à l'aval du modèle, c'est à dire la propagation dans le tronçon modélisé de l'altération supposée instantanée de cette fourniture sédimentaire imposée à la limite amont (sédimentogramme). Ce résultat n'est pas réaliste parce qu'il ne reproduit pas le temps de propagation de la perturbation depuis l'amont du tronçon.

Si l'on applique ce sédimentogramme, comme condition à la limite d'une modélisation du comportement du tronçon situé à l'aval, on obtiendra le même type de réaction exponentielle décroissante sans aucun effet de retard.

C'est le défaut le plus limitant de ce modèle dans la mesure où nous ne sommes pas capables de propager les altérations de l'amont dans un modèle à l'échelle du bassin versant.

A ce point de la réflexion, il y a deux pistes pour résoudre cet écueil :

- Introduire dans ce sédimentogramme un facteur de retard caractéristique du temps de propagation de la « vague sédimentaire ».
- Adopter une modélisation plus fine du tronçon, avec une discrétisation du bief en tronçons élémentaires. L'équation de conservation de masse de sédiments d'Exner serait introduite pour reproduire le transfert de la propagation de l'altération sédimentaire.

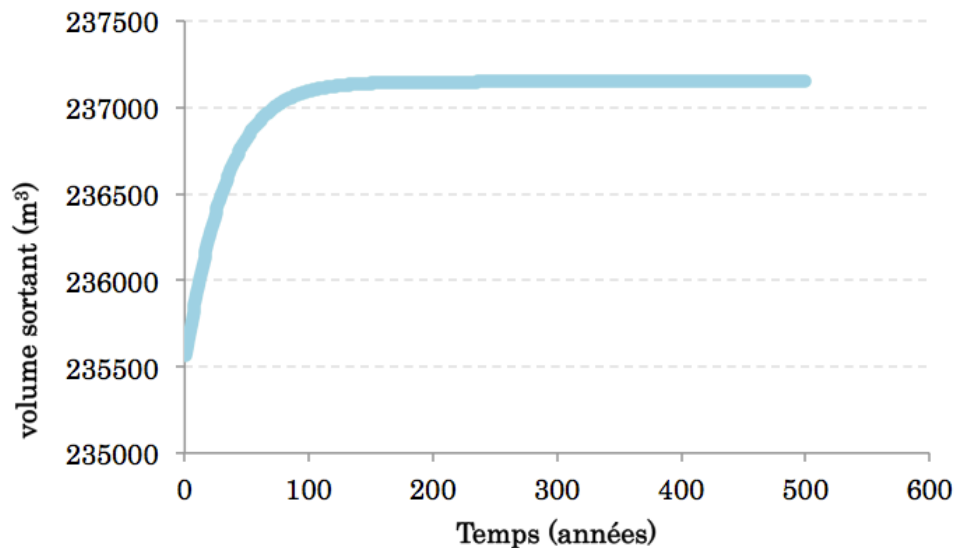


Figure 5.9. Évolution temporelle du volume annuel de sédiments sortant du tronçon modélisé (sédimentogramme)

5.3.4 Sur la superposition des altérations.

Pour la superposition des altérations nous avons simulé un cas hypothétique. À partir de l'état initial en équilibre dynamique correspondant à la situation antérieure à 1953, nous avons fait varier de façon durable l'hydrologie en appliquant les conditions décrites par la courbe des débits classés postérieure à l'année 1953 et nous avons fait varier les apports solides provenant de l'amont en les faisant évoluer dans le temps de la façon suivante :

À partir de l'altération calculée précédemment pour ce tronçon (-23%), on a appliqué des taux différents mais arbitraires :

- Pendant la période de 1-20 ans : réduction du 23% de la fourniture sédimentaire (par rapport à la condition initiale) soit une alimentation solide de $6,24 \cdot 10^5$ tonnes/an.
- Pendant la période de 21-50 ans : réduction du 40% (par rapport à la condition initiale) soit une alimentation solide de $4,86 \cdot 10^5$ tonnes/an.
- Pendant la période de 51-90 ans : réduction du 50%.(par rapport a la condition initiale) soit une alimentation solide de $4,05 \cdot 10^5$ tonnes/an.
- Pendant la période de 91-500 ans : réduction du 27% (par rapport a la condition initiale), correspondant à une augmentation par rapport à la période 50-90, soit une fourniture solide de $5,91 \cdot 10^5$ tonnes/an.

Les résultats de la simulation sont présentés sur la figure 5.10, dans laquelle on peut observer les changements de trajectoires dus à l'altération initiale (période 1 à 20 ans) jusqu'au repère a. A partir de ce point la tendance est renversée, la rivière passe d'une situation de dépôt à l'érosion d'une partie des sédiments précédemment accumulés pendant la première phase. Le mécanisme d'érosion résulte de la diminution des apports solides qui

deviennent inférieurs à la capacité de transport. Cette tendance s'intensifie à partir du point b où on a réduit un peu plus les apports de sédiment). L'érosion pendant la période de 51 à 90 ans a réduit considérablement le volume stocké pendant la première période et elle a amené la pente de la rivière jusqu'à presque la pente originelle. Finalement, la dernière phase à partir du point c, entre l'année 91 et l'année 500, correspond à une réactivation du dépôt puisque la fourniture sédimentaire a été augmentée à nouveau et dépasse la capacité de transport. La courbe correspondant à la première phase (1-20 ans) est quasiment parallèle à celle de la dernière phase (91-500 ans).

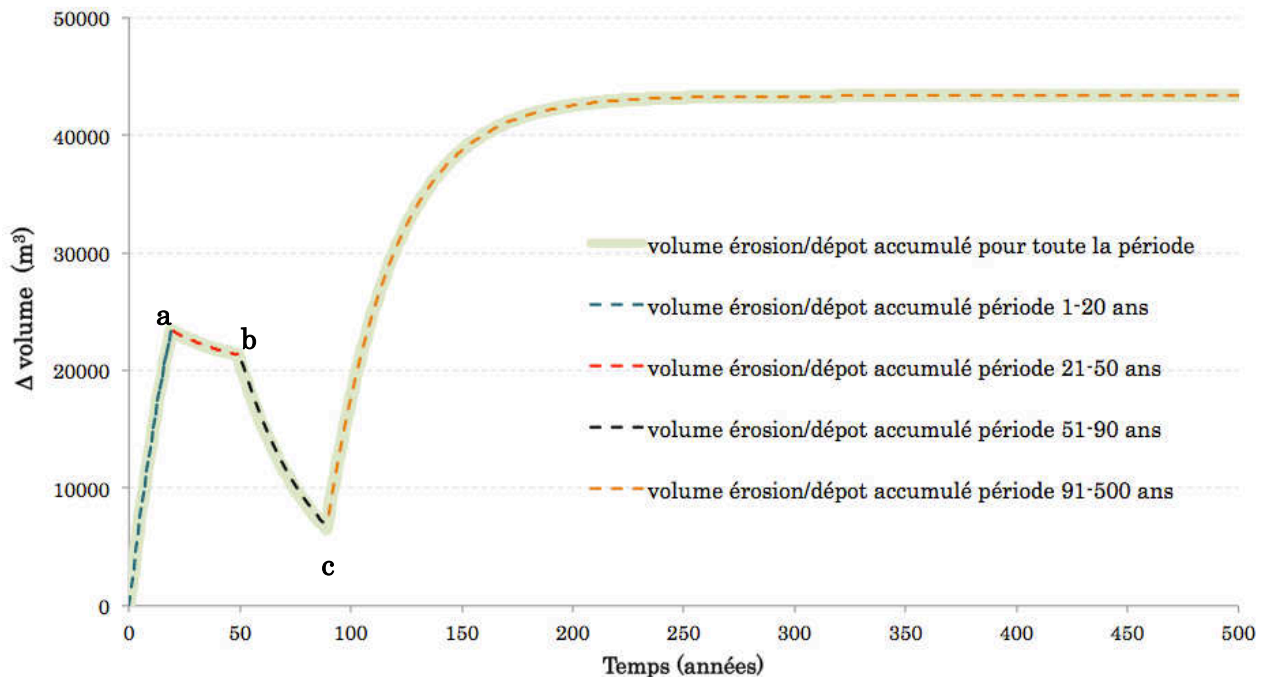


Figure 5.10. Évolution temporelle du volume stocké accumulé consécutive à plusieurs altérations sur les apports solides et sur l'hydrologie.

Les points a, b et c, correspondent à des changements de régime de fourniture de sédiments.

5.4 Synthèse du chapitre.

La modélisation numérique permet de modéliser les effets transitoires. Elle peut être très simplifiée, ici avec un régime uniforme.

Les changements morphologiques sont traduits en changement de pente, en gardant constantes les autres caractéristiques géométriques mais une procédure plus complexe est possible, en particulier en combinant une variation de la pente et de la largeur du lit actif.

La granulométrie est uniforme et on ne modélise pas les effets de pavage.

Cette simulation permet de voir la cinétique à l'échelle du tronçon. On peut superposer des effets et donc reproduire la transformation des caractéristiques morphologiques sans supposer l'équilibre initial. Cela impose cependant une évaluation du transport solide pour réaliser un calage initial du modèle, et en particulier de la formule de transport.

La modélisation ne reproduit pas la cinétique de propagation de la perturbation sédimentaire vers l'aval. Elle est donc limitée pour l'application au bassin versant. Les pistes alternatives de développement sont les suivantes : (i) ajuster une modélisation discrète des tronçons en utilisant l'équation d'Exner. (ii) introduire une constante de temps, basée sur la célérité de propagation.

6

Conclusions et perspectives

6.1	CONCLUSIONS SUR LES OBJECTIFS	122
6.2	PERSPECTIVES DE FUTURES RECHERCHES.....	123
6.1.1	<i>Pour améliorer le modèle conceptuel.....</i>	<i>123</i>
6.1.2	<i>Pour améliorer le modèle numérique.....</i>	<i>124</i>
6.1.3	<i>Pour utiliser la méthode</i>	<i>124</i>

6.1 Conclusions sur les objectifs

Nous avons développé un modèle conceptuel pour la prédiction des trajectoires de transformation de la morphologie de rivières alluviales à une échelle intermédiaire qui correspond aux impacts des altérations anthropiques et à l'échelle spatiale du bassin versant. Ce travail nous a permis de constater qu'à ces échelles de temps le concept d'équilibre dynamique est pertinent.

Ce modèle conceptuel utilise une connaissance experte qui permet de calculer la transformation de la rivière. Les indicateurs d'altération sur les régimes débits liquides et solides que nous avons proposés sont bien adaptés à notre problématique. Les indicateurs qui décrivent l'évolution du lit fluvial ont été déterminés en synthèse des sources bibliographiques qui ont déterminé la connaissance experte et ils semblent pertinents.

Le bassin versant a été décrit par un ensemble de sous bassins et de tronçons fluviaux homogènes en tenant compte du fonctionnement des lits de rivière mais aussi des sources d'altération des variables de contrôle. La description topologique et la définition de relations de continuité permettent de propager et de combiner les altérations depuis les branches en amont du bassin-versant jusqu'à son exutoire.

Cette modélisation est testée sur un cas pilote qui cherche à reproduire le bassin versant de l'Isère en amont de Grenoble et ses aménagements de production hydroélectriques. Les résultats obtenus sont cohérents avec les observations avec les limites de cohérence qui résultent (i) de la simplification du système et des conditions de forçage, et (ii) de l'hypothèse d'un équilibre dynamique initial.

Une modélisation numérique simplifiée a été développée. Elle permet d'évaluer la validité du modèle conceptuel pour un tronçon caractéristique en reproduisant les mêmes tendances d'évolution. Elle permet aussi de confirmer, pour ce tronçon, l'utilisation d'un débit morphogène correspondant à un temps de retour moyen de deux ans ($Q_{T=2}$).

L'évolution du profil en long calculée par ce modèle permet de préciser la période transitoire. Les courbes d'évolutions du profil et du stockage sédimentaire sont réalistes. Les échelles de temps de l'ajustement correspondent à l'ordre de grandeur qui a été observé pour cette typologie de rivières selon la littérature et sur le terrain. Le principe de calcul est cependant trop simplifié dans la mesure où il ne permet pas de reproduire la propagation de l'onde sédimentaire vers l'aval et donc de développer ce modèle dynamique sur l'ensemble du bassin versant.

Un traitement sur les effets de la superposition des altérations a été réalisé, en considérant plusieurs changements sur l'alimentation solide (réduction et augmentation). Sur cet exercice on a exploré comment une trajectoire initiale peut être rapidement changé, en passant d'un processus dominant à un autre.

Le fonctionnement simplifié qui a été modélisé permet de constater une réversibilité des effets. Nous reconnaissons par ailleurs l'importance de l'hypothèse d'invariabilité de la forme de la section en travers dans ce modèle simplifié.

Ce travail nous a permis d'avancer vers une meilleure compréhension de la réaction de la morphologie des rivières due à des altérations qui résultent des aménagements hydroélectriques et de leur fonctionnement.

Le prototype du modèle conceptuel a été intégré à l'outil d'analyse multicritère qui a été développé dans le projet SHARE (2012). Il permet de fournir des indicateurs objectifs de l'évolution morphologique de la rivière pour évaluer l'impact d'un aménagement sur la qualité des milieux.

Les objectifs scientifiques initiaux qui étaient ambitieux, n'ont pas tous été atteints. Malgré tout les résultats obtenus suggèrent que ces types d'outils conceptuels et numériques simples ont un potentiel pronostic à l'échelle du bassin versant. La simplicité qui les caractérise leur donne une flexibilité d'application pour des scénarios différents de ceux qui ont été testés ici mais aussi pour évaluer l'impact de la transformation des rivières dans d'autres contextes et pour d'autres problématiques.

6.2 Perspectives de futures recherches.

Elles correspondent évidemment aux nombreuses simplifications que nous avons faites et aux lacunes laissées en suspens tout au long de ce travail.

6.1.1 Pour améliorer le modèle conceptuel.

Nous avons mis en évidence le manque de données hydrologiques, en particulier en ce qui concerne l'exploitation des ouvrages. Bien entendu des données hydrologiques plus complètes existent chez l'exploitant des ouvrages et il faudra dans les applications réelles du modèle les renseigner au maximum. L'étude des impacts des ouvrages de l'Isère n'était pas notre objectif ici et nous assumons les approximations qui ont été faites qui ont permis de tester la robustesse de la méthode à des données incomplètes.

Du fait de cette focalisation sur l'impact des aménagements hydroélectriques, l'évaluation précise des capacités de production sédimentaire a été simplifiée. Cette simplification ne nuit pas aux développements qui ont été faits ici mais il pourra être amélioré dans le futur :

- Par une identification plus précise des zones de production de sédiments, par exemple par la télédétection sur les versants, et par une évaluation plus précise des apports intermédiaires à proximité du lit des cours d'eau.
- Par un développement de la modélisation de transformation de cette production, par exemple du fait de la modification des précipitations et du ruissellement. Ce dernier point étant bien entendu couplé, il fait aussi partie des développements nécessaires.

L'étude préliminaire bibliographique a montré la diversité des approches et la particularité des différents modèles proposés. Par ailleurs, la variété morphologique et la complexité des processus rencontrés dans le bassin de l'Isère montre que les comportements sont difficiles à simplifier et à globaliser dans des variables d'ajustement génériques. Une amélioration nécessaire est cependant l'enrichissement de la connaissance experte introduite dans le modèle conceptuel et l'ajustement de l'interrogation de cette connaissance experte et de son interprétation aux caractéristiques locales.

Ce modèle utilise un débit morphogène pour évaluer la capacité de transport de l'écoulement statistique. On pourrait cependant envisager d'autres paramètres de base comme par

exemple une valeur statistique de la contrainte adimensionnelle qui représentera tout aussi bien la capacité de transport sédimentaire.

Pour mémoire, mais sans développer, il faut bien entendu développer la validation avec des applications sur d'autres bassins versants, avec d'autres sources d'altérations, avec des données supplémentaires, etc.

6.1.2 Pour améliorer le modèle numérique.

On a déjà dit la nécessité de modéliser correctement la propagation de la vague sédimentaire, il faudra le faire bien entendu sans dériver du cahier des charges initial d'une modélisation à l'échelle du bassin versant, qui donne les bons indicateurs mais qui n'a pas la prétention de décrire précisément les évolutions comme le voudrait une étude locale d'ingénierie, et qui nécessite des données simplifiées.

Les ajustements latéraux ont un rôle très important dans la réponse morphologique de rivières. Bien que nous ayons travaillé sur un bassin où le réseau hydrographique a une mobilité latérale, il est nécessaire de faire une distribution du volume stocké à la fois dans la direction longitudinale et dans la direction transversale.

6.1.3 Pour utiliser la méthode

Le modèle développé ici pour évaluer l'impact de la transformation des rivières à l'échelle du bassin versant est adapté à d'autres problématiques qui résulteraient d'altérations des facteurs de production hydrologique et sédimentaire à des échelles de temps intermédiaire. En particulier il semble tout à fait pertinent pour évaluer l'impact à l'aval du bassin versant en terme d'usages et de risques qui résultent de la transformation progressive des précipitations, du ruissellement et de l'érosion du fait du changement climatique.

Références bibliographiques

A

- Allain-Jegou C. 2002. Relations Végétation – Écoulement – Transport Solide dans le lit des rivières, Étude de l'Isère dans le Grésivaudan. Thèse de doctorat, Institute National Polytechnique de Grenoble INPG.
- Amoros C., Rostan J.-C., Pautou, G. et Bravard, J.-P., 1987. The reversible process concept applied to the environmental management of large river systems. *Environmental Management* 11, 607–617.
- Amoros, C. et Petts, G.E., réd. (1993). *Hydrosystèmes fluviaux*. Collection Écologie n°24, Masson, Paris, xix + 300 p.
- Andrews, E. 1980. Effective and bankfull discharges of streams in the Yampa River Basin, Colorado and Wyoming. *Journal of Hydrology* 46: 311-330.
- Annandale, G.W. 1987. Reservoir sedimentation, *Developments in water science* 29. Amsterdam. Ed. Elsevier.
- Ashworth, P., Best, J., Leddy, J. and Geehan, G. 1994. The physical modelling of braided rivers and deposition of fine-grained sediment, in *Process Models and Theoretical Geomorphology*, edited by M.J. Kirkby, Wiley, Chichester, pp. 115-139.

B

- Baker, D., Bledsoe, C. Albano and N. Poff. 2011. Downtream effects of diversion dams on sediment and hydraulic condition of Rocky Mountains streams. *River. Res. Applic.* 27: 388-401.
- Barry J., Buffington J., Goodwin P., King J. and Emmett W. 2008. Performance of bed-load transport equations relative to geomorphic significance: Predicting effective discharge and its transport rate. *Journal of Hydraulic Engineering*. 134(5): 601-615.
- Bazin P. et Gautier E. 1996. Un espace de liberté pour la Loire et l'Allier : de la détermination géomorphologique à la gestion / Optimum streamways for the Loire and Allier. In: *Revue de géographie de Lyon*. Vol. 71 n°4, 1996. pp. 377-386.
- Belleudy P. 2000. Numerical simulation of sediment mixture deposition part 1: analysis of a flume experiment. *Journal of Hydraul. Res.* 38(6) : 417–25., invited conference, 41.IWASA "Kleine und Große Steine", Aachen (Ge).
- Belleudy, P., Valette A. and Graff, B. 2010. Monitoring of bedload in river beds with an hydrophone : first trials of signal analyses. *Proceedings of the International Conference on Fluvial Hydraulics RiverFlow 2010*, Braunschweig (Germany) Bennett R. and Chorley R. 1978. *Environmental systems: Philosophy, analysis and control*, Methuen. No. of pages: 624.
- Bettess R. 1984. Initiation of Sediment Transport in Gravel Streams. *Proceedings of the institutions of Civil Engineers Part 2. Research and Theory*. Vol. :77. Pag. 78-88.
- Biedenharn D., Copeland R., Thorne C., Soar P., Hey R., & Watson C. 2000. Effective discharge calculation: A practical guide. Technical Report, U.S. Army Engineer Research and Development Center. pp. 1-48

- Biedenharn, D., Watson, C. and Thorne C. 2008. Fundamentals of Fluvial Geomorphology. In: Garcia, M., ed., *Sedimentation Engineering: Processes, Measurements, Modeling and Practice* American Society of Civil Engineers. 355-386
- Blench T. 1952. Regime theory for self-formed sediment bearing channels. *Transactions American Society of Civil Engineers* paper 2499, 177 :383-400
- Brandt, S.A. 2000a. Classification of geomorphological effects downstream of dams. *Catena* 40. 374-401.
- Brandt, S.A. 2000b. Prediction of downstream geomorphologic changes after Dam construction: A stream power approach. *Water Resources Development*, Vol. 16 No. 3, 343-367.
- Bray D. 1973. Regimen relations for Alberta gravel bed rivers. *Fluvial Processes and Sedimentation. Proc., Hydrology Symposium, National Research Council of Canada, Ottawa*, 440-452.
- Bray D. 1982. Regime equation for gravel-rivers. *Gravel-Bed Rivers*, R.D. Hey, J. Bathurst, and C. Thorne, eds., Wiley, Chichester, UK, 517-542.
- Bremer M. and Sass O. 2013. Combining airborne and terrestrial laser scanning for quantifying erosion and deposition by a debris flow event. *Geomorphology*. 138 : 49-60.
- Brune, G.M. 1953. Trap efficiency of reservoir. *Transaction, American Geophysical Union*, 34(3), pp. 407-418.
- Bryant R. and Gilvear D. 1999. Quantifying geomorphic and riparian land cover changes either side of large flood event using airborne remote sensing : river Tay. Scotland. *Geomorphology* 23 : 1-15.
- Boys Du, P. 1879. Le Rhône et les rivières à lit affouillable. *Annales des Ponts et Chaussées* 18(5), 141-195.
- Buffington, J.M., R.D. Woodsmith, D.B. Booth, and D.R. Montgomery, 2003. Fluvial processes in Puget Sound Rivers and the Pacific Northwest. Pages 46-76 in *Restoration of Puget Sound Rivers*. University of Washington Press, Seattle, WA.
- Buffington, J.M. 2012. Changes in channel morphology over human time scale. *Gravel-bed rivers : Processes, Tools, Environments, First Edition*. Edited by Church M., Biron P. and Roy André. John Wiley & Sons.
- Burke M., K. and Buffington J.. 2009. Application of a hierarchical framework for assessing environmental impacts of dam operation: changes in hydrology, channel hydraulics, bed mobility and recruitment of riparian trees in a western North American river. *Journal of Environmental Management*. 90: S224-S236.

C

- Caamaño D., Goodwin P. and Buffington J. 2010. Flow structure through pool-riffle sequences and a conceptual model for their sustainability in gravel-bed rivers. *River Research and Applications*. Vol : 28, 377-389.
- Camenen B., Jaballah M., Geay T., Belleudy Ph., Laronne J., and Laskowski J. 2012. Tentative measurements of bedload transport in an energetic alpine gravel bed river. *Proceedings of international conference on fluvial hydraulics, River Flow*.
- Carling P. 1983. Threshold of coarse sediment transport in broad and narrow natural streams. *Earth Surface Processes and Landforms*, 8 :1-8.
- Carlston, C. 1965, The relation of free meander geometry to stream discharge and its geomorphic implications. *Am. Journ. Science*, vol. 263 : 864-885
- Carson M. et Griffiths G. 1987. Bedload transport in gravels channels. *J. Hydrol.*, 26(1). New Zealand, 1-151.
- Chappell J. 1983. Thresholds and lags in geomorphic changes. *Australian Geographer*, 15, 357-366.

- Chien N. 1985. Changes in river regime after the construction the construction of upstream reservoirs. *Earth Surface Processes and Landforms* 10 : 143-159.
- Chorley R. and Kennedy B. 1971. *Physical Geography : A systems approach*. London : Prentice-Hall International.
- Church, M. 1995. Geomorphic response to river flow regulation: Case studies and time-scales. *Regulated rivers: Research and management*, Vol. 11 : 3-22.
- Church M. 2002. Geomorphic thresholds in riverine landscapes. *Freshwater Biology*, 47, 541–557.
- Claude A. 2012. Evolution vers un système hydrométéorologique intégré pour la prévision des crues de l'Isère à Moûtiers : prise en compte des aménagements hydroélectriques. LTHE. Thèse de doctorat de l'Université de Grenoble.
- Collier M., Webb R. and Schmidt. 1996. Dams and rivers, primer on the downstream effects of dams. USGS circular 1126, 94 p.
- Collins B. and Dunne T. 1990. *Fluvial Geomorphology and River-gravel Mining*, Spec. Pub. 98, Division of Mines and Geology, California Department of Conservation, 29 p.
- Comité de bassin Rhône-Méditerranée et Corse (RMC). 1995. Atlas du bassin RMC. Territoire Isère amont.
- Communauté Européenne. 2000. Directive 2000/60/CE du Parlement européen et du conseil du 23 octobre 2000 établissant un cadre pour une politique communautaire dans le domaine de l'eau. Journal officiel n° L 327 du 22/12/2000 p. 1-73.
- Copp G. 1989. The habitat diversity and fish reproductivite fuction of floodplain ecosystems. *Environmental Biology of Fishes* 26 : 1-27.
- CORINE, EEA. 2000. Land cover technical guide: Technical guidelines. Technical report No 40, European Environmental Agency, Copenhagen
- Curtis, K., Renshaw, C., Magilligan, F., and Dade, W. 2010. Temporal and spatial scales of geomorphic adjustments to reduced competency following flow regulation in bedload- dominated systems. *Geomorphology* 118: 105–117.

D

- Daniels R. 1960. Entrenchment of the willow drainage ditch, Harrison County, Iowa. *American Journal of Science* 258 : 161-176.
- Darby S. and Van De Wiel M. 2003. Models in fluvial geomorphology. In : *Tools in Fluvial Geomorphology*. Eds. M. Kondolf and H. Piégay (John Wiley, Chichester, UK) 501-537.
- Davis W. 1899. The geographical cycle. *Geographical Journal* 14 :481-504.
- Davis W. 1909. *Geographical essays* : Ginn, Boston. p398.
- Deltares. 2012. Delft3D-FLOW, Simulation of multi-dimensional hydrodynamic flows and transport phenomena, including sediments, user manual, version 3.15.20508, 650 p
- Degoutte G. 2012. *Diagnostic, Aménagement et Gestion des Rivières - Hydraulique Et Morphologie Fluviales Appliquées*. 2ème édition, Lavoisier, 394 p.
- Depeweg H. and N. Méndez. 2007. A New Approach to Sediment Transport in the Design and Operation of Irrigation Canals. UNESCO-IHE Lecture Note Series.
- De Vriend H. 2004. Complex flows in civil and environmental engineering. In : *Shallow Flows*, G. H. Jirka and W. S. J. Uijtewaald, Eds., Taylor and Francis, London, UK.
- Doyle, M., Shields F., Boyd K., Skidmore P. and Domminick D. 2007. Channel-forming discharge selection in river restoration design. *Journal of Hydraulic Engineering* 133: 831-837
- Draut, A., J.B. Logan, M. C. Mastin. 2011. Channel evolution on the dammed Elwha River, Washington, USA. *Geomorphology* 127: 71–87.

- Dumas D. 2008. Bilan d'érosion d'un cours d'eau alpin : l'Isère à Grenoble (France). *Zeitschrift für Geomorphologie*, vol. 52, number 1, 85-103.
- Dunne, T., and Leopold L. 1978, *Water in Environmental Planning*, San Francisco, W.H. Freeman Co., 818p.
- Dury G. 1973. Magnitude-frequency analysis and channel morphology. *Fluvial Geomorphology*, M. Morisawa, ed., Allen and Unwin, London, 91-121.
- Dury G. 1976. Discharge prediction, present and former, from channel dimensions. *J. Hydrology*, 30 :219-245.
- Drust D. & Wohl E. 2012. Conceptual model for complex river responses using an expanded Lane's relation. *Geomorphology*. doi: 10.1016/j.geomorph.2011.10008.

E

- Edouard J.-L. et Vivian H. 1984. Une hydrologie naturelle dans les Alpes du Nord ?, *Les nouveaux paramètres de l'hydrologie Alpine : Les Aménagements hydroélectriques*. *Revue de Géographie Alpine*.
- Emmett W. and Wolman M. 2001. Effective discharge and gravel-bed rivers. *Earth Surf. Process. Landforms* 26 :1369-1380. DOI :10.1002/esp.303.
- Engelund F. and Hansen E. 1967. *A monograph on sediments transport in alluvial streams*. Teknisk Forlag, Copenhagen, Denmark, 62 p.
- Exner, F. M. (1925), *Über die Wechselwirkung zwischen Wasser und Geschiebe in Flüssen*, *Akad. Wiss. Wien Math. Naturwiss. Klasse*, 134(2a), 165 – 204.19.

F

- Fenner P., Brady W. and Patter D. 1985. Effects of regulated water flows on regeneration of Fremont cottonwood. *Journal of Range Management*, 38 : 135-138.
- Federal Interagency Stream Restoration Working Group (FISRWG). 2001. *Stream Corridor Restoration: Principles, Processes, and Practices*. FISRWG : 15 Federal agencies of the US gov't. GPO Item No. 0120-A; SuDocs No. A 57.6/2:EN 3/PT.653. ISBN-0-934213-59-3.
- Fergus T. 1997. Geomorphic response of river regulated for hydropower: River Fortun, Norway. *Regulated rivers: Research and management*, Vol. 13, 449-461.
- Ferro V. and Porto P. 2012. Identifying a dominant discharge for natural rivers in southern Italy. *Geomorphology* 139-140, 313-321.
- Fryirs K. 2013. (Dis)Connectivity in catchment sediment cascades: a fresh look at the sediment delivery problem. *Earth Surface Processes and Landforms*, Volume 38, Issue 1, pages 30–46.

G

- Garde R. and Ranga-Raju K. 2000. *Mechanics of Sediment Transportation and Alluvial Stream Problems*. Ed.3, Published by Taylor & Francis, ISBN 812241270X, 9788122412703, p. 686.
- Gilbert G.K. 1887. *Report on the Geology of the Henry Mountains*, Washington D.C., USGS Rocky Mountain region.
- Girardi P., C. Brambilla, L. Laniado, M. Botta. 2003. *Sistema di supporto alle decisioni SESAMO. Software per la valutazione a molti attributi - Manuale utente*". Rapporto RDS SOSTE/SOSTIENI A3-021039.
- Goodwin P. 2004. Analytical solutions for estimating effective discharge. *Journal of Hydraulic Engineering* 130, 729-738.
- Graf W. 1977. The rate law in fluvial morphology. *Amer. Jour. Sci.* 272(2), pp178-191.
- Graf W. 2006. Downstream hydrologic and geomorphic effects of large dams on American rivers. *Geomorphology* 79: 336–360

- Grant, G.E. 1997. Critical flow constrains flow hydraulics in mobile-bed streams: a new hypothesis. *Water Resources Research*. 33: 349-358.
- Grant G.E., J.C. Schmidt and S.L. Lewis. 2003. A geological framework for interpreting downstream effects of dams on rivers: In a peculiar river, water science and application 7 (J.E. O'Connor and G.E. Grant eds.) Washington, D.C., American Geophysical Union, pp. 203-219.
- Grant G.E. 2012a. The geomorphologic responses Gravel-bed rivers to Dams: Perspectives and prospects. In: 7th Gravel-bed rivers conference, Todoussac, Québec, Canada.
- Grant G.E. 2012b. Communication personnelle, pendant la 3ème Summer Institute on Earth-surface Dynamics, au National Center on Earth-surface Dynamic (NCED) à l'Université de Minnesota
- Gurnell A.M., M.J. Clark and C.T. Hill. 1990. The geomorphological impact of modified river discharge and sediment transport regimes downstream of hydropower scheme meltwater intake structures. *IAHS Publ.* 194, 165-170.
- Gregory, K.J. (2006), The human role in changing river channels, *Geomorphology*, 79: 172–191.
- Gregory K. and Downs P. 2008. The sustainability of restored rivers : Cathment scale perspectives on long-term response. In Darby, S., Sear, D. (Eds) *River restoration : Managing the Uncertainty in Restoring Physical Habitat*. Wiley. Chichester.

H

- Haff P. 1996. Limitations in predictive modelling in geomorphology. In : Rhoads B. and Thorne C. Eds. *The Scientific Nature in Geomorphology*, Chichester, England : John Wiley and Sons, pp. 337-358.
- Hack . 1975. Dynamic equilibrium and landcape evolution, in W.M. Melhorn and R.C. Flerman (eds) *Theories of Landform Development*. Publications in Geomorphology, State University of New York, Binghamton. Pp. 87-102.
- Hey R. 1975. Design discharge for natural channel. *Science Technology and environmental Management*, R. Hey and T. Davies eds., Saxon House, Farnborough, 73-88.
- Hey R. 1997. Stable River Morphology. *Applied Fluvial Geomorphology for River Engineering and Management*. Ed., C.T. Thorne, R.D. Hey and M.D. Newson. P223-236, John Wiley and Sons.
- Hey R.D. and Thorne C. 1986. Stable channels with mobil gravel beds. *Journal of Hydraulic Engineering* 112 : 671-689.
- Hicks D. and Gomez B. 2003. Sediment transport, in *Tools in Fluvial Geomorphology*, edited by G. M. Kondolf and H. Pie'gay, 425 – 461, John Wiley, Hoboken N. J.
- Hooke, J. M. 1997. Styles of channel change. In: Thorne, C. R.; Hey, R. D.; Newson, M. D. eds. *Applied Fluvial Geomorphology for River Engineering and Management*: Chichester, U.K.: Wiley and Sons. 237-268.

I

- Ignis C. 1947. Meandres and their bearing on river training. Paper N.7, Institution of civil engineers, Maritime and waterways engineering Division, London.
- IHA - International Hydropower Association, Activity report (2010): Advancing Sustainable Hydropower. http://www.hydropower.org/downloads/ActivityReports/2011-12_Activity_Report-web.pdf

J

- Jain V., Preston N., Fryirs K. and Brierley G. 2006. Compoarative assessment of tree approaches for deriveing stream power plots along long profiles in the upper Hunter River catchments, New South Wales, Australia. *Geomophology* 74 : 297-317.
- Jaumotte A. et Decock P. 1992. Aménagements Hydroélectriques. *Techniques de l'Ingénieur, Traité Génie Mécaniques*. B 4 405, p22.

Jorde, K. and Bratrich, C. 1998. River bed morphology and flow regulations in diverted streams: effects on bottom shear stress patterns and hydraulic habitat. In: *Advances in River Bottom Ecology*. Backhuys Publishers, Leiden, The Netherlands, pp. 47–63.

K

Kesseli J. 1941. The concept of the graded river." *Journal of Geology*, 49:561-588.

Kellerhals R. & Church M. 1989. The morphology of large rivers: characterization and management. *Proceedings of the International Large Rivers Symposium (LARS)*. Can. Spec. Publ. Fish. Aquat. Sci. 106, pages 31-48.

Kiss T., Fiala, K. and Sipos, G., 2008. Alterations of channel parameters in response to river regulation works since 1840 on the Lower Tisza River (Hungary). *Geomorphology*. 98 (1–2), 96–110

Knighthon D. 1984. *Fluvial forms and processes*. Edward Arnold ed. London, 218 p.

Komura S. and D. Simons. 1967. River bed degradation below dams. *Journal of the Hydraulics Division, American society of civil engineer*. 93, 1-14.

Kondolf M.G. 1994. Geomorphic and environmental effects of instream gravel mining. *Landscape and Urban Planning* 28 : 225 – 243.

Kondolf, G.M. 1997. Hungry water: effects of dams and gravel mining on river channels. *Environmental Management* 21:533–551.

Kondolf M.G. and Piégay H. 2003. *Tools in fluvial geomorphology*. J. Wiley and Sons, Chichester, UK.

Kopecki I., Cabaltica A., Orlepp J., Schneider M., and Wieprecht S. 2012. Assessing ecological impacts of hydropacking with physical habitat model. *Wasserwirtschaft* Vol : 102 :52-58.

L

Lane E. 1953. Progress report on studies on the desing of stables channels of the Bureau of Reclamation, *Proc. American Soc. Civ. Eng.*, 79 p.

Lane E. 1955. The importance of fluvial morphology in hydraulics engineering. *Proceedings of the American Society of Civil Engineers. Journal of the hydraulics Division* N°81. Paper N°745.

Lane S.N., Westaway, R., Hicks D. and Duncan M. 2000. High resolution digital photogrammetry and image analysis for measuremet of large gravel-bed rivers. In : *Annual Confecence of the remote sensing Society*.

Lavy P. 2003. Production d'électricité par aménagements hydrauliques. *Techniques de l'Ingénieur, Traité Génie Mécaniques*. D4008, pp20.

Lawson J. 1925. Effects of Rio Grande storage on river erosion and deposition. *Engineering news record*. 95, 327-334.

Lenzi M., Mao L. and Comiti F. 2006. Effective discharge for sediment transport in a mountain river : Computational approaches and geomorphic effectiveness. *Journal of Hydrology* 326 : 257-276.

Leopold, L. and Maddock, T. 1953. Hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications. *U. S. Geological Survey Professional Paper* 252, 55 p.

Leopold L., Wolman, M., and Miller, J. 1964. réédité en 1995, *Fluvial Processes in Geomorphology*, San Francisco, W.H. Freeman and Co., 522p.

Leopold, L.B., Wolman, M.G., and Miller, P., 1964. *Fluvial Processes in Geomorphology*. W.H. Freeman and Company, 522 p.

Leopold L. 1994. *A view of the river*. Harverd University Press, Cambridge, Mass.

M

Maas S. and A. Brookes. 2009. Chapter 3, Fluvial morphology. *FDG2*, 3-1 - 3-20. In: *Fluvial Design Guide*. The Environment Agency. UK.

- Mano V. 2008. Processus fondamentaux conditionnant les apports de sédiments fins dans les retenues. Optimisation des méthodes de mesure et modélisation statistique. Thèse de l'Université Joseph-Fourier - Grenoble I.
- Mackin, J. 1948. Concept of the Graded River. *Bulletin of the Geological Society of America*. Vol.59.pp. 463-512
- Macklin M. and Lewin J. 1989. Sediment transfer and transformation of an alluvial valley floor, the river South Tyne, Northumbria, UK. *Earth surface processes and landforms*, 14, 233-246.
- Malavoi J. et Souchon Y. 1992. Hydrologie et dynamique hydroécologique des cours d'eau. *Revue des sciences de l'eau / Journal of Water Science*, Vol: 5,2:247-261. <http://id.erudit.org/iderudit/705131ar>. DOI :10.7202/705131ar
- Malavoi J-R. et J-P. Bravard. 2010. *Eléments d'hydromorphologie fluviale*. Onema. 224 pages.
- Mc Cully P. 2001. *Silenced rivers: The ecology and politics of large dams*. London. Zed Books.
- Mac Vical B. and Piegay H. 2012. Implementation and validation of video monitoring for wood budgeting in a wandering piedmont river, the Ain River (France). *Earth Surface Processes and Landforms*. Vol. : 37, Issue 12, pp. 1272–1289
- Meier C. and Hauer F. 2010. Strong effect of coarse surface layer on moisture within gravel bars: Results from an outdoor experiment *Water Resources Research* 46, W05507, doi:10.1029/2008WR007250
- Meyer-Peter, E. and Müller, R. 1948. Formulas for bed-load transport. *Proc., 2nd Meeting, IAHR, Stockholm, Sweden*, 39-64.
- Milhous, R. 1997. Reservoir construction, river sedimentation and tributary sediment size. In: *Human Impact on Erosion and Sedimentation. Proceedings of Symposium S6 during the 5th Scientific Assembly of the IAHS, Rabat, Morocco, 23 April to 3 May*. IAHS Publ. Vol. 245, 275–282.
- Montgomery D. & Buffington J. 1998. Channel processes, classification, and response. In: R. Naiman & R. Bilby (eds), *River Ecology and Management*, Springer-Verlag, NY, pp. 13-42.
- Morisawa M. E. 1968. *Streams, their dynamics and morphology*. McGraw-Hill, NY.
- Morisawa M. & Vemuri R. 1975, Multi-objective planning and environmental evaluation of water resource systems: Final Report OWRT Project C-6065, 99 p.
- Moulin B. 2005. Variabilité spatiale et temporelle du bois mort dans le réseau hydrographique de l'Isère à l'amont de Grenoble. Thèse de Doctorat, Université Jean Monnet de Saint-Etienne.

N

- Navratil O., Albert M.-B., Herouin, E., Grésillon J.-M. 2006. Estimation of bankfull discharge of river reaches: comparison of existing methods with a steady flow hydraulic model. *Earth Surface Processes and Landforms*, 31 (11), 1345–1363
- Némery J., Camenen B. et Le Coz J. 2012. Le site-Atelier Arc-Isère, Séminaire interne de la ZABR, Thurins.
- Nevin C. 1946. Competency of moving water to transport debris. *Geological Society of America Bulletin* 57 : 651-674.
- Newson M. 2002. Geomorphical concepts and tools for sustainable river ecosystems management. *Aquatic Conservation Marine and freshwater Ecosystems* 12(4) :365-379.

P

- Parker, G., 1979, Hydraulic geometry of active gravel rivers, *Journal of Hydraulic Engineering*, 105(9), 1185-1201..
- Peakall, J. 1996. The influences of lateral ground-tilting on channel morphology and alluvial architecture, Ph.D. thesis, University of Leeds, 333 pp

- Peakall J., Ashworth P. and Best J. 1996. Physical modelling in fluvial geomorphology : principes, applications and unresolved issues. In : *The Scientific Nature of Geomorphology : Proceedings of the 27th Binghamton Symposium* . Rhoads B. and Thorne C. eds. John Wiley and Sons Ltd.
- Peiry J.-L., Salvador P.-G. & Nougier F. 1994. L'incision des rivières dans les Alpes françaises du nord : état de la question, *Revue de Géographie de Lyon*, 1 : 47-56.
- Peiry J.-L. 1996. La charge en suspension et la charge dissoute dans l'Isère à Grenoble : protocole de mesure et de test des données. *Revue de Géographie Alpine* (84), 103-110.
- Peiry J.-L. 1997. Recherches en géomorphologie fluviale dans les hydrosystèmes fluviaux des Alpes du Nord. Habilitation à diriger des recherches, tomes 1 & 2, Université Joseph Fourier, Grenoble.
- Peiry J.-L., Girel J., Pautou G. and Guyen. N. 1999. Planning of the river Isère in France : A centenary evolution. In : *River design and environmental protection in Europe*. Jose de Ureña Ed. Universidad de Cantabria.
- Pettit F. and Pauquet A. 1997. Bank discharge recurrence interval in gravel-bed river. *Earth Surf. Process. Landforms*. 2 : 685-693.
- Petts G.E. and A. Gurnell. 2005. Dams and geomorphology: Research progress and future directions. *Geomorphology* 71. 27-47
- Petts G.E. 1980. Long-term consequences of upstream impoundment. *Environ. Conserv.* 7, 325-332.
- Petts, G.E. (1984). *Impounded Rivers: Perspectives for Ecological Management*. Chichester: Wiley. 326 pp.
- Phillips, J. 1996. Deterministic complexity, explanation, and predictability in geomorphic systems. In: Rhoads, B.L., Thorn, C.E. (Eds.), *The Scientific Nature of Geomorphology*. Proc. 27th Binghamton Symp. J. Wiley & Sons, N.Y., pp. 315-335.
- Pickup G. and Warner R. 1976. Effects of hydrologic regime on magnitude and frequency of dominant discharge. *Journal of hydrology*. 29 :51-76.
- Piégay H. and Gurnell A.M. 1997. Large woody debris and river geomorphological pattern: examples from S.E. France and S. England. *Geomorphology*. 19:99-116.
- Poff, N., J. Allan, M. Bain, J. Karr, K. Prestegard, B. Richter, R. Sparks, and J. Stromberg. 1997. The natural flow regime: a new paradigm for riverine conservation and restoration. *BioScience* 47:769-784.

R

- Ramooz R. and Rennie C. 2010. Laboratory measurement of bedload with ADCP. U.S. Geological Survey Scientific Investigation report 5091. pubs.usgs.gov/sir/2010/5091/papers/Ramooz.pdf
- Recking, A. 2009. Theoretical development on the effects of changing flow hydraulics on incipient bedload motion. *Water Resources Research*, vol. 45, n° W04401, 16p.
- Recking, A. 2013. Bedload transport in rivers : from the flumes to the field. Habilitation à diriger des recherches (HDR) en Mécanique. Université de Grenoble. 88p.
- Reinfeids I., Cohen T., Batten P. and Brierley G. 2004. Assessment of downstream trend in channel gradient, total and specific stream power : a GIS approach. *Geomorphology*, 60 : 403-416
- Rickenmann D., Turowski J., Fritschi B., Klaiber A. and Ludwig A. 2012. Bedload transport measurements at the Erlenbach stream with geophones and automated basket samplers. *Earth Surface Processes and Landforms*. 37 : 9, 1000-1011.
- Rhoads B. 1992. Statistical Models of the Fluvial System. *Geomorphology* 5 : 443 ; 455.
- Riley S. 1976. Aspects of bank-full geometry in a tributary system of eastern Australia. *Hydrological Sciences J.* 21 : 545-560.

- Rinaldi M., N Surian, F. Comiti, and M. Bussettini. 2011. Guidebook for the evaluation of stream morphological condition by the morphological quality index (IQM). Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale, Rome, 84 pp.
- Rollet A. 2007. Etude et gestion de la dynamique sédimentaire d'une tronçon fluvial à l'aval d'un barrage : le cas de la basse Vallée de l'Ain. Thèse de Doctorat, Université Lyon 3.
- Rosgen D. 1996. Applied River Morphology. Wildland Hydrology Books, Pagosa Springs, Colorado.
- Rosgen, D. 2001. A Stream Channel Stability Assessment Methodology. http://www.wildlandhydrology.com/assets/CHANNEL_STABILITY_.pdf
- Roux A. (éd.), 1982 : Cartographie polythématique appliquée à la gestion écologique des eaux ; étude d'un hydrosystème fluvial : le Haut-Rhône français. CNRS, Centre Région. Publ., Lyon, 116 p.
- Ryan S. 1997. Morphological response of subalpine stream to transbasin flow diversion. *Journal of the American water resources association*. Vol. 33, No 4.: 839-854

S

- Schaffernak F. 1950. Flussmorphologie und Flusshau, Viena, Springer Verlag
- Schmidt, J. C., and P. R. Wilcock. 2008. Metrics for assessing the downstream effects of dams. *Water Resour. Res.*, 44, W04404, doi: 10.1029/2006WR005092.
- Schumm S. 1969. River metamorphosis, *Journal of the Hydraulics Division. Proceedings of the American Society of Civil Engineers* 95, 255-73.
- Schumm S. 1973. Geomorphic thresholds and complex response of drainage systems. In Morisawa M. (ed.) *Fluvial Geomorphology*, State University of New York, Binghamton, Publications in Geomorphology, 299-310.
- Schumm S. and Khan H. 1973. Experimental study of the channel petterns. *Geol. Soc., Am. Bull.* 83, 1755-70.
- Schumm S. 1977. *The fluvial system*. Wiley. NY
- Schumm S. 1991. *To interpret the Earth : Ten ways to be wrong*. Cambridge Univesity Press, Cambridge.
- Sear D. 1995. Morphological and sedimentological changes in a gravel-bed river following 12-years of flow regulation for hydropower. *Regulated rivers :Research & Management*, 10 : 247-264.
- Shankman D. 1990. Channel migration and regeneration of bald cypress in western Tennessee. *Physical Geography*. 11 :343-352.
- SHARE 2012. Sustainable Hydropower in Alpine Rivers Ecosystems. Regional cooperation program Alpine Space – <http://www.sharealpinerivers.eu>
- Shields, A. 1936. Application of similarity principles and turbulence research to bed-load movement. *Mitteilungen der Preußischen Versuchsanstalt für Wasserbau (in English)* 26. Berlin: Preußische Versuchsanstalt für Wasserbau.
- Snijders J.-P., Hallot E., Houbrechts G. et Petit F. 2006. Approche méthodologique pour la délimitation des espaces de liberté des rivières du massif Ardennais. *Bulletin de la Société géographique de Liège*, 48, 2006, 7-17
- Simon, A. and Downs, P. 1995 An interdisciplinary approach to evaluation of potential instability in alluvial channels. *Geomorphology*, 12, 3 : 215-232.
- Simon A., Doyle M., Kondolf M., Shields F., Rhoads B. and McPhillips M. 2007. Critical evaluation of how the rosgen classification and associated « Natural channel design » Methods fail to integrated and quantify processes and channel response. *J. Am. Water Res. Ass.* 43(5) :1117-1131.
- Sparks R. 1992. Risks of altering the hydrology regime of large rivers. Pp119-152, in Cairns J., Niederlehner B., Orvos D., Eds. *Prdicting ecosystem risks*. Vol XX. *Advances in modern environmental toxicology*. Princeton.

Soar P. and Thorne C. 2001. Channel restoration design for meandering rivers. Report ERDC/CHL CR-01-1. Coastal and Hydraulics Laboratory, Engineer Research and Development Center, U.S. Army Corp of Engineers, Vicksburg, Miss.

Strahler, A. 1957. Quantitative analysis of watershed geomorphology, Transactions of the American Geophysical Union 8 (6): 913 - 920.

Stevens L., Schmidt J. and Brown B. 1995. Flow regulation, geomorphology, and Colorado River marsh development in the Grand Canyon, Arizona. Ecological Applications 5: 1025–1039.

Sundbord A. 1992. Lake and reservoir sedimentation. Prediction and interpretation. Geografiska Annaler, 74A(2-3), pp. 93-100.

T

Tealdi S., Camporeale C. and Ridolfi L. 2011. Long-term morphological river response to hydrological changes. Advances in water resources 34. pp 1643-1655.

Thorne C. 1977. Hydraulic geometry and channel change. In : Gregory, K. Eds, River Channel Changes, Chichester England : John Wiley and Sons. Pp. 91-100.

Thorne C. 1997. Channel types and morphological classification. In Thorne C. R., Hey R. D. and Newson M.D. (editors), Applied Fluvial Geomorphology for river Engineering and Management, John Wiley & Sons, Chichester, pp.175 – 222.

U

U.S. Army Corps of Engineers (USACE). 1994. Channel stability assessment for flood control projects. Report EM1110-2-1418, USACE, Washington, DC. <http://www.usace.army.mil/inet/usace-docs/eng-manuals/em1110-2-1418/>

U.S. Department of Agriculture (USDA) – Forest Service. 1995. Guide for Field Identification of Bankfull Stage in the Western United States (31 minutes, closed captioned) from the Stream Systems Technology Center

U.S. Department of Agriculture (USDA) – Forest Service. 2003. Identifying Bankfull Stage in Forested Streams in the Eastern United States (46 minutes, closed captioned) from the Stream Systems Technology Center.

V

Van Rijn, L.C., 1984, Sediment transport, Part I: Bed load transport, ASCE J. Hydraulic Engineering, 110, 1431-1456.

Vanoni, V.A., ed., 1975, Sedimentation Engineering: American Society of Civil Engineers, Manuals and Reports on Engineering Practice, no. 54, 745 p

Vivian H. 1969. Les crues de l'Isère à Grenoble et l'aménagement actuel des digues. Revue de géographie alpine. Vol : 57, Issue 57-1, pp. 53-84.3

Vorgel R. 2011. Hydromorphology. Journal of Water Resources Planning and Management. DOI: 10.1061/(ASCE)WR.1943-5452.0000122.

Vries de, M. 1975. A morphological time-scale for rivers., in : Inter. Assos. for Hydraulic Res., 16 th Congress, Sao Paulo, Brazil, Proceedings. Vol 2, pp 17-23.

W

Walling, D. E. 1983. The sediment delivery problem. Hydrol. 65, 209-237

Wasson J., Malavoi J-R., Maridet L., Soushon Y. et Paulin L. 1998. Impacts écologiques de la chenalisation de rivières, Cemagref (Irstea) éd. Coll. « Etude » : Gestion de milieux aquatiques, n14.

Wellmeyer J., M. Slattery and J. Phillips. 2005. Quantifying downstream impacts of impoundment on flow regime and channel planform, lower Trinity River Texas. Geomorphology 69: 1 – 13.